



Universidade Federal do Rio de Janeiro

Taís Santana dos Santos

**DETALHAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E
GEOQUÍMICA PRELIMINAR DE LITOTIPOS DO
COMPLEXO EMBU ESTUDADOS EM PEDREIRAS NA
FOLHA LORENA, SÃO PAULO.**

Trabalho de Conclusão de Curso

(Bacharelado em Geologia)

UFRJ

Rio de Janeiro

2015



Taisa Santana dos Santos

**DETALHAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA
PRELIMINAR DE LITOTIPOS DO COMPLEXO EMBU ESTUDADOS EM
PEDREIRAS NA FOLHA LORENA, SÃO PAULO.**

Trabalho de Conclusão de Curso de
Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do
Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado
como requisito necessário para obtenção
do grau de Bacharel em Geologia.

Orientadores:

Dr. Julio Cezar Mendes

Dr^a Patrícia Anselmo Duffles Teixeira

UFRJ

Rio de Janeiro

2015

DOS SANTOS, TAISA SANTANA

DETALHAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA
PRELIMINAR DE LITOTIPOS DO COMPLEXO EMBU ESTUDADOS EM
PEDREIRAS NA FOLHA LORENA, SÃO PAULO.

Taísa Santana dos Santos - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2015.

xiv, 58 p.: il.; 29,7cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia 2015.

Orientadores: Julio Cezar Mendes, Patricia Anselmo Duffles Teixeira.

1. Geologia. 2. Petrografia – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Julio Cezar Mendes. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de geologia. III. Detalhamento Geológico, Petrografia e Geoquímica Preliminar de Litotipos do Complexo Embu Estudados em Pedreiras na Folha Lorena, São Paulo.

UFRJ

Rio de Janeiro

2015

DETALHAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR DE
LITOTIPOS DO COMPLEXO EMBU ESTUDADOS EM PEDREIRAS NA FOLHA
LORENA, SÃO PAULO.

Taisa Santana dos Santos

Orientador: Dr. Júlio Cezar Mendes

Dr^a Patrícia Anselmo Duffles Teixeira

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito
necessário para obtenção do grau de Bacharel em Geologia.

Aprovado por:

Orientador Prof. Dr. Júlio Cezar Mendes, UFRJ

Coorientadora Dr^a.: Patrícia Anselmo Duffles Teixeira

Prof^a Dr^a.: Silvia Regina de Medeiros

Prof. Dr.: Rodrigo Vinagre Cintra da Costa

UFRJ

Rio de Janeiro

2015

UFRJ
Rio de Janeiro
2015

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente aos meus orientadores, Prof. Julio Cezar Mendes, pela paciência e ensinamentos durante o desenvolvimento deste trabalho, e Dr^a Patrícia Anselmo Duffles Teixeira, por sua dedicação, companheirismo, perseverança e ensinamentos que vão além aos de uma orientadora. Também agradeço à Dr^a Patrícia Anselmo Duffles Teixeira pela cessão de dados geoquímicos e petrográficos.

Agradeço ao Departamento de Geologia da UFRJ pelo apoio institucional e financeiro;

Ao CNPq pela concessão da bolsa de Iniciação Científica;

A todos os pesquisadores do Laboratório de Fluorescência de Raios – X / Labsonda pela cessão de espaço, utilização dos equipamentos e análises químicas;

A todos os meus amigos de faculdade, em especial, Allan Gomes e Mariana Barroso pelo auxílio nas etapas laboratorial e de campo, bem como em toda a minha graduação;

Às minhas amigas Renata Araújo e Thais Valladão, ao meu namorado Robson Batista e, especialmente, à toda a família Santana pela paciência, compreensão, constante apoio e incentivo, sem o qual não seria possível realizar este trabalho.

UFRJ

Rio de Janeiro

2015

RESUMO

DETALHAMENTO GEOLÓGICO, PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA PRELIMINAR DE
LITOTIPOS DO COMPLEXO EMBU ESTUDADOS EM PEDREIRAS NA FOLHA
LORENA, SÃO PAULO.

Taís Santana dos Santos

Orientadores : Dr. Júlio Cezar Mendes

Dr^a Patrícia Anselmo Duffles Teixeira

Resumo do Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Este trabalho apresenta o estudo de rochas do Complexo Embu aflorantes nas pedreiras de Cruzeiro, Imbel, Piquete e Lorena, que estão inseridas na Folha topográfica Lorena do IBGE, no estado de São Paulo, em escala 1:50.000.

Os seguintes litotipos foram identificados e descritos em afloramento e ao microscópio:

- Biotita gnaisses, semelhantes em Cruzeiro e Piquete podendo ser interpretados como ortoderivadas ou paraderivados (dada a falta de indícios concretos para uma ou outra interpretação), e Biotita gnaiss da pedreira de Lorena que apresenta mineralogia e textura distintas e é interpretado como pertencente ao pacote sedimentar;
- Biotita xisto, semelhante em Cruzeiro, Piquete e Lorena e Biotita-anfibólio gnaiss, semelhante em Cruzeiro e Lorena;
- Ortognaiss, mineralógica e texturalmente semelhante nas pedreiras de Cruzeiro e da Imbel, mas classificado como sienogranito em Cruzeiro e monzogranito na Imbel. Além disso, a

avaliação geoquímica preliminar desses litotipos permitiu constatar que o ortogneisse da pedreira de Cruzeiro caracteriza um magmatismo de caráter intermediário, enquanto que o da pedreira da Imbel revela magmatismo ácido;

-Ortogneisse anfibolítico do embasamento (somente na pedreira de Lorena);

- Biotitito (somente na pedreira de Cruzeiro), Biotita-tremolita xisto (somente na pedreira de Piquete) e Anfibolito (semelhantes nas pedreiras de Piquete e Lorena);

- Gnaisse anfibolítico (somente na pedreira da Imbel).

Os litotipos Biotita xisto e Biotita gnaisse da pedreira de Lorena são interpretados como pertencentes à sequência metassedimentar do Complexo Embu, colocados sobre o embasamento, o Ortogneisse anfibolítico da Pedreira de Lorena (Duffles, 2013).

As principais estruturas observadas nas várias pedreiras foram: xistosidade marcada por filosilicatos e eventualmente por anfibólios, variando entre NE-SW e NW-SE, dobras recumbentes (pedreira de Piquete), dobras intrafoliais (pedreiras de Cruzeiro e Piquete), dobras isoclinais abertas e fechadas (pedreira de Cruzeiro), dobras com plano axial paralelo à foliação (pedreira de Lorena), estruturas de boudinagem e cavalgamento (pedreiras de Cruzeiro, Piquete e Lorena), estruturas e dobras associadas à fusão parcial (migmatito nas pedreiras da Imbel e de Lorena), falhas com rejeito NE-SW e NW-SE (pedreira de Piquete) e estruturas protomiloníticas conforme identificado nas pedreiras da Imbel e de Piquete.

Palavras-chave: Complexo Embu, Petrografia e Geoquímica

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	VI
LISTA DE FIGURAS	XI
LISTA DE TABELAS	XIV
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 - Objetivos	2
1.2 - Localização e acessos.....	2
2. METODOLOGIA	4
2.1 - Análise Química de Rochas	5
2.2 – Nomenclatura	6
3. GEOLOGIA REGIONAL.....	6
4. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDA	8
4.1 - Pedreira de Cruzeiro.....	9
4.1.1 – Biotita gnaïsse	11
4.1.2 – Biotita xisto	15
4.1.3 – Biotita-anfibólio gnaïsse.....	16
4.1.4 - Ortognaïsse	19
4.1.5 – Biotitito	21
4.2 - Pedreira da Imbel.....	22
4.3 - Pedreira de Piquete.....	27
4.3.1 - Biotita-tremolita-xisto	30
4.3.2 - Anfibolito	32
4.3.3 - Biotita-Gnaïsse.....	33
4.3.4 - Biotita-Xisto	33
4.4 - Pedreira de Lorena	35
4.4.1 - Biotita Gnaïsse	36
4.4.2 - Biotita Xisto.....	39
4.4.3 - Biotita - anfibólio Gnaïsse.....	39
4.4.4 – Anfibolito	41
4.4.5 – Ortognaïsse Anfibolítico	42

5. CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ORTODERIVADAS.....	43
6. GEOQUÍMICA PRELIMINAR.....	45
TIC 11 (Imbel)	45
Amostra	45
TIC 10	45
7. CONCLUSÕES	53
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	1

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.	2
Figura 2: Mapa de Localização – Folha de Lorena. Modificado de Duffles, 2013. (C) Pedreira de Cruzeiro; (P) Pedreira de Piquete; (I) Pedreira da Imbel; (L) Pedreira de Lorena.	3
Figura 3: Mapa com o traçado do percurso Rio de Janeiro (A) – Piquete (B) através das rodovias BR-116 (Rod. Presidente Dutra) e BR-459 (Lorena-Itajubá) – Fonte: Google 2014.	4
Figura 4: Mapa de localização e compartimentação geológica de parte das faixas Ribeira e Brasília e sua zona de interferência, modificado de Trouw et al., 2013. A área estudada encontra-se nos domínios do retângulo em vermelho.	7
Figura 5: Aspecto geral da pedreira de Cruzeiro.	9
Figura 6: Camadas quartzo feldspáticas cavalgadas.....	10
Figura 7: Dobra apertada com plano axial paralelo à foliação.....	10
Figura 8: Biotita gnaiss em escala macroscópica.	11
Figura 9: Dobra no Biotita gnaiss com eixo 100/5 e Plano Axial: 185/ 65.....	12
Figura 10: Aspecto textural do biotita gnaiss evidenciando recristalização dos minerais félsicos.....	12
Figura 11: Epidoto apresentando fraturas radiais envolvendo cristal granular de allanita.....	14
Figura 12: Fotomicrografia do Biotita-gnaiss; Com nicóis cruzados à esquerda e com nicóis paralelos à direita.	15
Figura 13: Biotita xisto dobrado em contato com camadas quartzo-feldspáticas.....	15
Figura 14: Biotita-anfibólio gnaiss em contato com Biotitito (destacado em verde).	16
Figura 15: Aspecto textural do Biotita-Anfibólio Gnaiss em nicóis cruzados. Ep: epidoto, Aln: allanita, Anf: anfibólio.....	17
Figura 16: Fotomicrografia de epidoto envolvendo cristal de allanita.	18
Figura 17: Intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular (mirmequita).	18
Figura 18: Aspecto geral da pedreira de cruzeiro com camada ortognáissica destacada em vermelho.	19
Figura 19:Aspecto textural do ortognaiss da Pedreira Cruzeiro, visto em nicóis cruzados....	20

Figura 20: Biotita em nicóis cruzados (à esquerda) e em nicóis paralelos (à direita).	21
Figura 21: Contato entre as fácies mesocrática (superior) e leucocrática (inferior) da Pedreira da Imbel. Notar um nível máfico centimétrico separando as duas litofácies.	23
Figura 22: Enclave anfibolítico lenticular preservando um dobramento reliquiar.	24
Figura 23: Enclave máfico tabular em fácies milonítica.	24
Figura 24: Aspecto geral da fácies leucocrática do ortognaisse.	25
Figura 25: Aspecto geral da fácies mesocrática do ortognaisse.	25
Figura 26: Aspecto geral do gnaisse anfibolítico.	26
Figura 27: Litotipos da Pedreira de Piquete (em azul são destacadas camadas anfibolíticas). .	27
Figura 28: Dobra apertada com plano axial 197/35 e 178/35. Foliação 167/32.	28
Figura 29: Dobra apertada com vergência para NW em litotipos da pedreira de Piquete.	28
Figura 30: Falha com deslocamento de 20cm e plano de falha 204/78.	29
Figura 31: Representação esquemática das texturas de um (a) protomilonito, (b) milonito e (c) ultramilonito. Fonte: https://woc.uc.pt/dct/getFile.do?tipo=2&id=22	29
Figura 32: Dobras intrafoliares na camada de Biotita-tremolita-xisto.	30
Figura 33: Textura nematoblástica no biotita-tremolita-xisto. Sombra de pressão no plagioclásio marcada pela recristalização do quartzo, no centro da foto.	31
Figura 34: Biotita-tremolita-xisto mostrando xistosidade acentuada, em nicóis cruzados à esquerda e em nicóis paralelos à direita.	31
Figura 35: Anfibolito em afloramento (destacado em vermelho).	32
Figura 36: Fotomicrografia do Biotita xisto. Destaque para as fitas quartzo-feldspáticas que possuem maior granulometria.	34
Figura 37: Fotomicrografia do Biotita Xisto; Em Nicóis cruzados à esquerda e em Nicóis paralelos à direita.	34
Figura 38: Contato entre a Sequência Embu e seu embasamento.	35
Figura 39: Aspecto geral do Biotita Gnaisse (lâmina TIC-18A) da Pedreira de Lorena.	37
Figura 40: Aspecto geral do Biotita Gnaisse (lâmina TIC-18B) da pedreira de Lorena.	38

Figura 41: Fotomicrografia da Lâmina TIC-18B - Destaque para o retrabalhamento dos minerais.....	38
Figura 42: Biotita-anfibólio gnaiss evidenciando orientação dada pelas lamelas de biotita. ...	40
Figura 43: Aspecto geral do anfibolito visto em lâmina. Destaque para a foliação marcada pela orientação preferencial dos anfibólios e minerais opacos.	41
Figura 44: Veio quartzo-feldspático cortando a foliação principal do anfibolito.....	41
Figura 45: Aspecto migmatítico na Pedreira de Lorena, representado pelo Ortognaiss anfibolítico.	42
Figura 46: Contato interdigitado entre a Sequência Embu e seu embasamento.	43
Figura 47: Diagrama QAP para rochas ortoderivadas da Pedreira de Cruzeiro (círculos em vermelho e azul) e da Pedreira da Imbel (círculos em verde e lilás). As cruzes representam composições do Complexo Pedrinhas de Duffles (2013).	44
Figura 48: Gráfico Binário SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - TAS (Cox et al. 1979) para rochas ortoderivadas do Complexo Embu)	47
Figura 49: Gráfico AFM para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.....	48
Figura 50: Gráfico SiO_2 x K_2O (Peccerillo e Taylor) rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.	49
Figura 51: Gráfico A/CNK - A/NK para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.	50
Figura 52: Diagramas de Harker para elementos maiores para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.....	51
Figura 53: Diagramas de Harker para elementos traços para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.....	52
Figura 54: Diagramas propostos por Frost et al (2001) para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.....	53
Figura 55: Mapa de Localização – Folha de Lorena. Modificado de Duffles, 2013. (C) Pedreira de Cruzeiro; (P) Pedreira de Piquete; (I) Pedreira da Imbel; (L) Pedreira de Lorena.....	Erro! Indicador não definido.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resultados Analíticos para Elementos Maiores.	45
Tabela 2: Resultados Analíticos para Elementos Traços (ppm).	45
Tabela 3: Análises químicas de elementos maiores, menores (% em peso) e traços (em ppm) e parâmetros geoquímicos de litotipos do Complexo Pedrinhas. Extraído de Duffles, 2013.....	46

1. INTRODUÇÃO

O termo *Complexo Migmatítico Embu* foi estabelecido por Hasui et al, 1975, tratando-se de rochas gnáissico migmatíticas com metamorfismo de fácies anfibolito na Folha Geológica de São Roque. Os migmatitos pertencentes a esse complexo foram considerados por Hasui et al, 1975, como tendo sido parte de um único evento deformacional. Neste terreno também foram observadas rochas metassedimentares que não foram diretamente relacionadas com o *Complexo*.

Em 1976, Hasui passa a denominação deste terreno para *Complexo Embu*, incluindo assim as rochas sedimentares estudadas nessa região. Reconhece que há uma graduação metamórfica variando de fácies xisto verde até anfibolito e que também existe uma transição no nível deformacional dos migmatitos com a presença de migmatitos oftálmicos. Hasui (1976) também registra a presença de estruturas sinformais e reconhece o decréscimo da migmatização para o núcleo desse sinformal.

Fernandes, 1991, reconhece rochas de diferentes idades no complexo Embu dando início ao debate sobre a evolução deste terreno bem como suas relações litoestratigráficas. Desse modo, cada vez mais se faz necessário um estudo detalhado sobre a região para que esses corpos rochosos possam ser litológica e geocronologicamente individualizados.

Sendo assim, este trabalho visou o reconhecimento das rochas do Complexo Embu através de quatro pedreiras representativas. Os litotipos desse terreno foram aqui focalizados sob o ponto de vista de relações de campo, petrografia e geoquímica preliminar. A área está situada no leste do Estado de São Paulo e inserida na zona de interferência entre a Faixa Ribeira central e a Faixa Brasília meridional (Trouw et al., 1994). A zona de interferência entre essas faixas vem sendo amplamente estudada por grupos de pesquisa do Rio de Janeiro e de São Paulo, mas apesar de uma vasta quantidade de trabalhos geológicos já terem sido publicados sobre a região, dados geocronológicos precisos e mapeamentos detalhados ainda são escassos.

1.1 - Objetivos

Este trabalho tem como objetivo o estudo das rochas presentes no Complexo Embu aflorantes em quatro pedreiras: Pedreira de Cruzeiro, Pedreira da Imbel, Pedreira de Piquete e Pedreira de Lorena. Partindo-se das observações de campo nessas pedreiras, como por exemplo sobre as relações de contato entre os litotipos, foi realizado o estudo petrográfico de detalhe e a caracterização geoquímica preliminar de algumas rochas identificadas.

1.2 - Localização e acessos

A área em estudo está inserida na Folha Lorena do IBGE na escala 1:50.000 (Figura 2). Os afloramentos estudados estão localizados nos municípios de Piquete, Lorena e Cruzeiro, no estado de São Paulo (**Erro! Fonte de referência não encontrada.**).

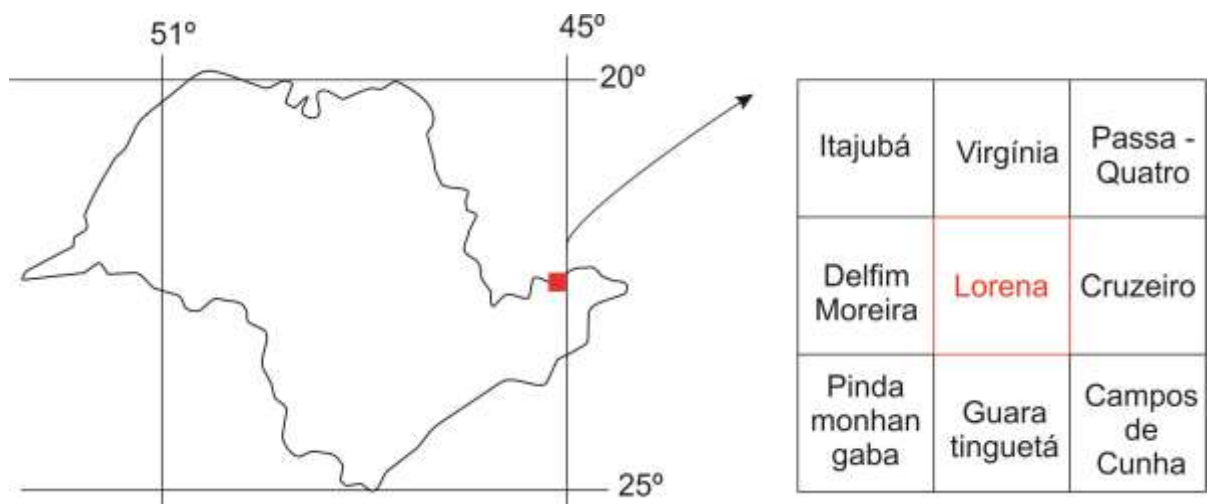


Figura 1: Mapa de localização da área de estudo.

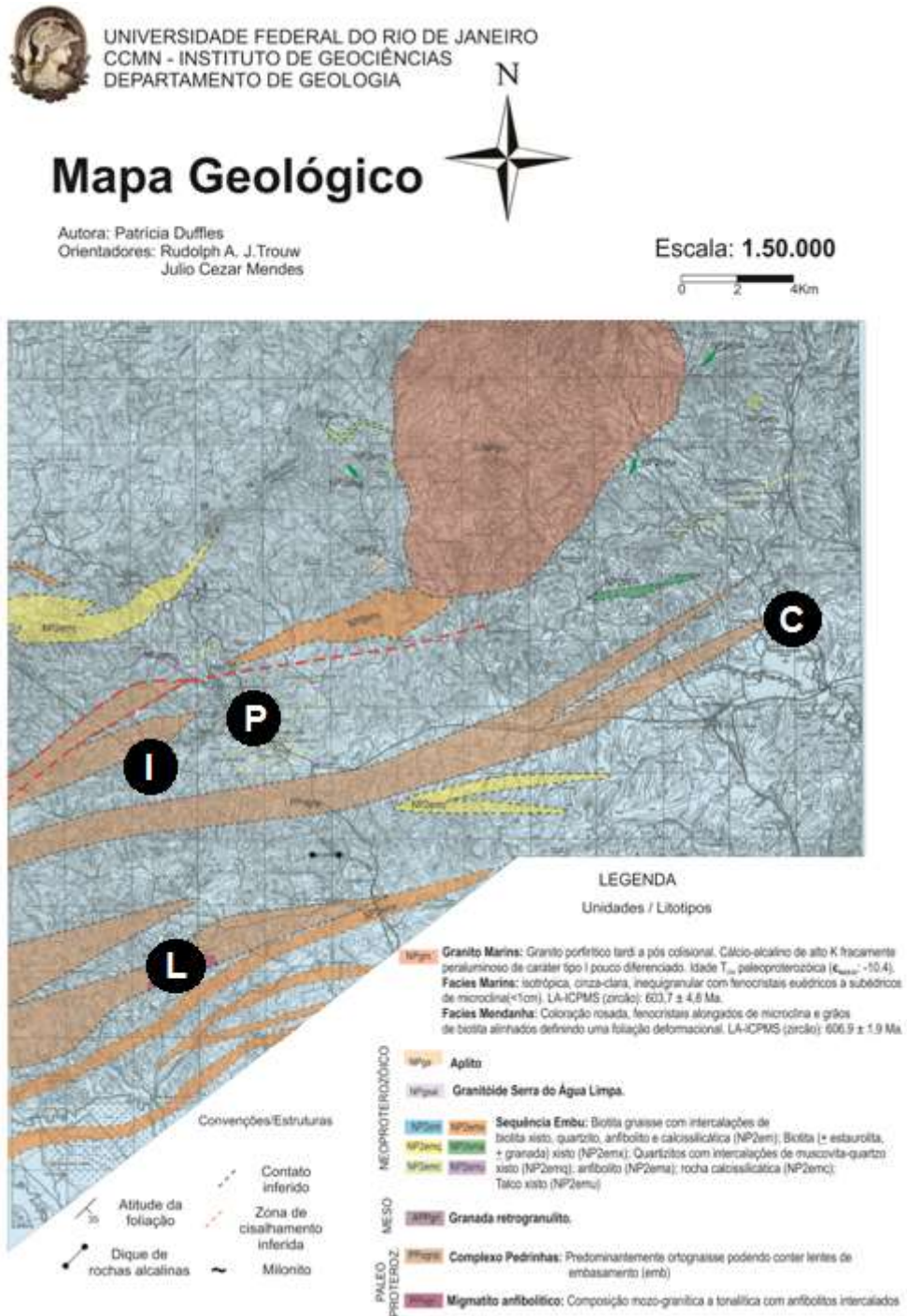


Figura 2: Mapa de Localização – Folha de Lorena. Modificado de Duffles, 2013. (C) Pedreira de Cruzeiro; (P) Pedreira de Piquete; (I) Pedreira da Imbel; (L) Pedreira de Lorena.

O acesso à área pode ser feito através da rodovia Presidente Dutra até Lorena, seguindo posteriormente pela rodovia BR-459, Lorena-Itajubá (Figura 3).

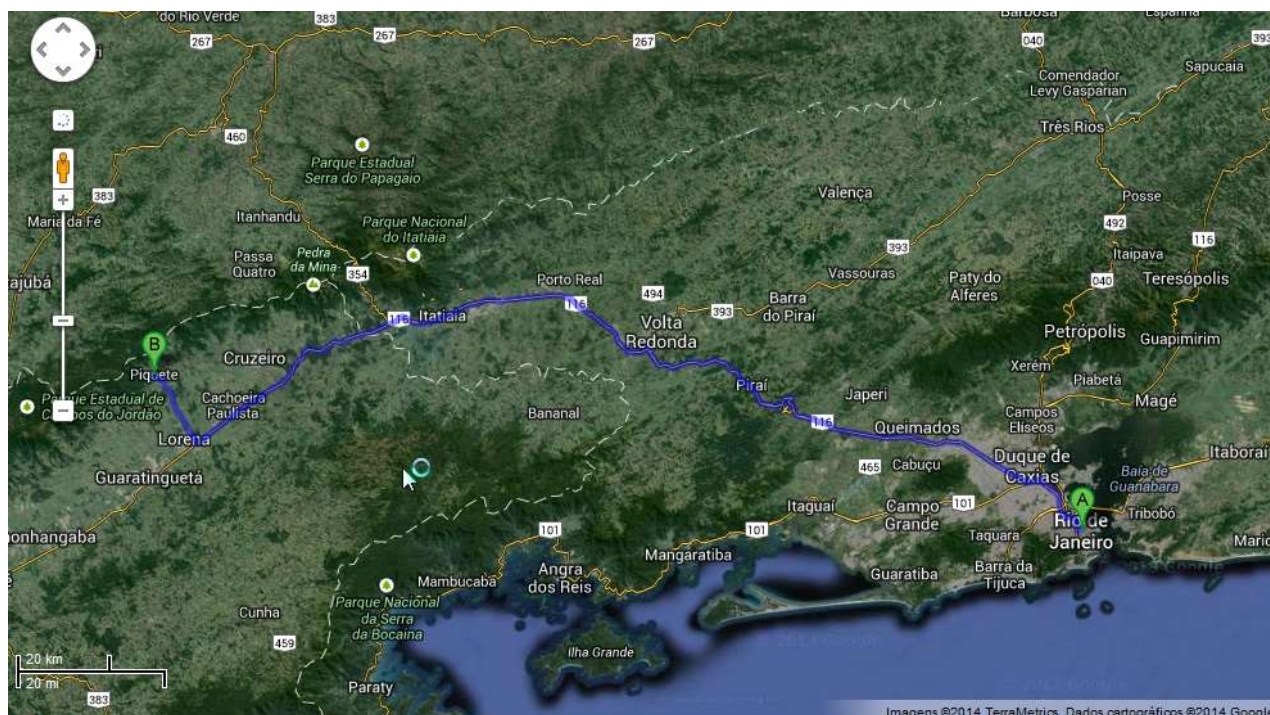


Figura 3: Mapa com o traçado do percurso Rio de Janeiro (A) – Piquete (B) através das rodovias BR-116 (Rod. Presidente Dutra) e BR-459 (Lorena-Itajubá) – Fonte: Google 2014.

2. METODOLOGIA

Inicialmente foi realizado um levantamento bibliográfico visando entendimento geral sobre o Complexo Embu e sobre a área de estudo propriamente dita. Em seguida foi iniciada a etapa de campo, onde foram feitas amostragens para estudo petrográfico e geoquímico.

Os afloramentos descritos durante as etapas de campo foram georreferenciados por meio de coordenadas geográficas no formato UTM, referenciadas com o datum “Córrego Alegre”, fornecida por um GPS de marca Garmim, modelo *etrek* e posteriormente plotados na carta topográfica Lorena do IBGE, na escala 1:50.000.

A etapa de campo teve enfoque nas 4 (quatro) pedreiras estudadas, onde foram analisadas relações de contato, estruturas, variações granulométricas, texturas, variações composicionais e a relação litofaciológica entre essas pedreiras.

Durante a etapa de campo foram coletadas 21 (vinte e uma) amostras, das quais 18 (dezoito) foram escolhidas para confecção de lâminas petrográficas no Laboratório de

Laminação da UFRJ e foram cuidadosamente estudadas ao microscópio petrográfico Axioplan Zeiss.

Entre as lâminas estudadas, 4 (quatro) foram escolhidas para serem submetidas à contagem modal de 800 pontos em contador automático, com o objetivo de se obter uma classificação petrográfica modal para as rochas estudadas, segundo Streckeisen (1976).

Para análise química foram coletadas apenas 3 (três) amostras que foram utilizadas em conjunto com amostras analisadas por Duffles (2013). As amostras foram escolhidas respeitando um baixo grau de intemperismo, evitando uma eventual mudança na composição química destas rochas devido a processos secundários. Observou-se especial cuidado na coleta de volume considerável que atingisse a necessária representatividade do litotipo coletado.

2.1 - Análise Química de Rochas

Foram coletadas três amostras para análise química: uma na pedreira de Cruzeiro (Tic-06) e duas na pedreira da Imbel (Tic-10 e Tic-11).

Em laboratório, as amostras foram cuidadosamente lavadas e secas, foi retirada a capa de alteração e em seguida foi iniciado o processo de britagem. Após a britagem, as amostras passaram por quarteamento, até se obter uma quantidade de aproximadamente 100 gramas de material, que desta maneira tende a ser o mais representativo da rocha preparada.

As britas foram lavadas, secas na estufa à 70°C e moídas no Laboratório de Preparação de Amostras da UFRJ. Nesta etapa o equipamento foi cuidadosamente limpo, evitando contaminação do material.

As análises de elementos maiores e elementos traço foram realizadas no Laboratório de Fluorescência de Raios -X do Departamento de Geologia da UFRJ.

No tratamento dos dados obtidos foi utilizado o programa GCDkit na plataforma R para gerar gráficos de classificações petrográficas e geoquímicas que serão abordados nos Capítulos 5 e 6.

2.2 – Nomenclatura

As rochas ortoderivadas foram classificadas de acordo com a nomenclatura das rochas sugerida por Streckeisen (1976).

Os limites granulométricos usados na descrição das rochas aqui descritas são:

Granulação muito fina: < 0,4 mm;

Granulação fina: 0,4 a 1mm;

Granulação média: 1 a 4 mm;

Granulação grossa: 4 a 10 mm.

As abreviações utilizadas nas fotomicrografias seguem o padrão segundo Kretz.

A utilização do termo ‘camada’, remete apenas à forma do corpo e não à sua gênese.

3. GEOLOGIA REGIONAL

No setor sul da Faixa Brasília ocorrem zonas de cisalhamento de direções NW–SE e E–W, com movimentação sinistral e dextral, respectivamente. Também ocorre um sistema de falhas de empurrão de direção NS, com vergência para leste, que geraram grandes estruturas de *nappes* dirigidas para o Cráton São Francisco (Lacerda Filho e Oliveira, 1995). No extremo sul da Faixa Brasília, ocorre uma pilha de *nappes* deslocadas para ENE (Trouw *et al.* 1984; Trouw *et al.* 2000), conhecido como Sistema Nappe Andrelândia.

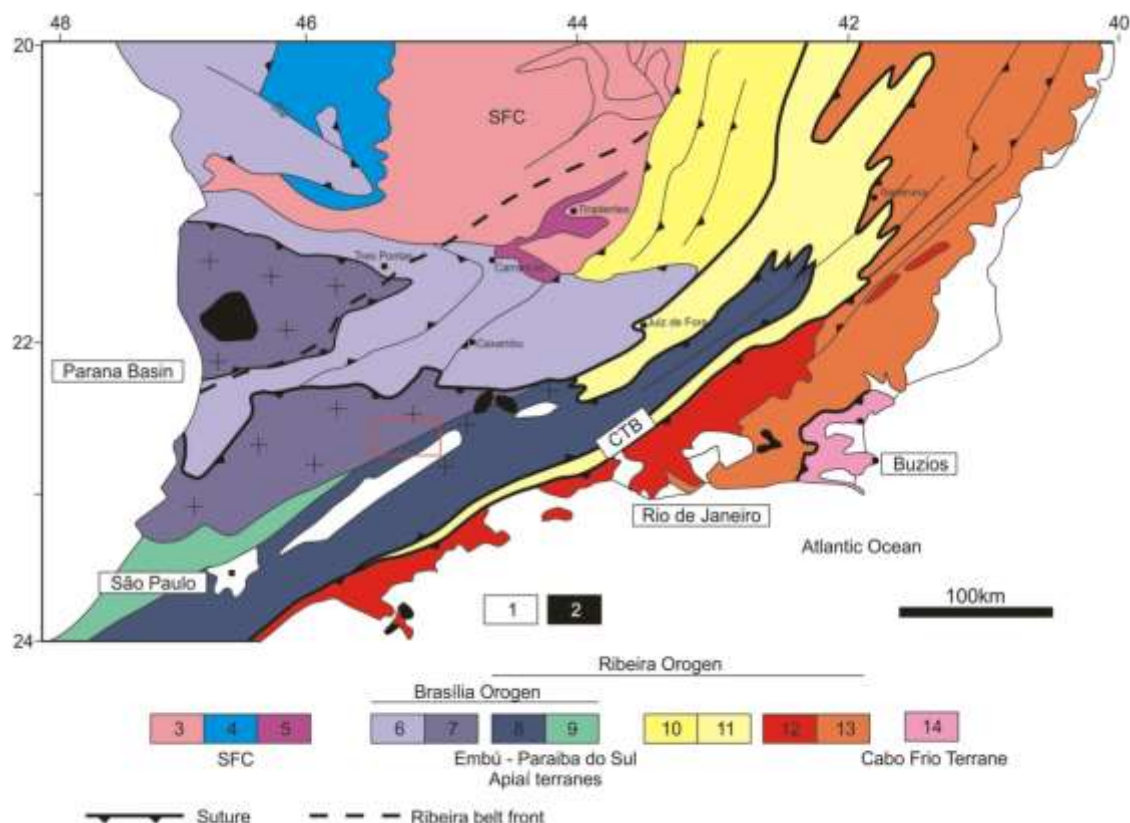


Figura 4: Mapa de localização e compartimentação geológica de parte das faixas Ribeira e Brasília e sua zona de interferência, modificado de Trouw et al., 2013. A área estudada encontra-se nos domínios do retângulo em vermelho.

Bizzi, et al., 2003 descrevem que a Orogenia Brasileira foi dividida em três etapas: Brasiliano I (900–700 Ma), Brasiliano II (650–600 Ma) e Brasiliano III (590–520 Ma), sendo o Brasiliano II sua principal etapa colisional. Essa orogenia teve início com a fragmentação de Rodínia seguido por episódios colisionais que envolveram o paleocontinente São Francisco/Congo. O resultado dessa colagem orogênica é a formação do Gondwana Ocidental, ao final do Neoproterozóico (Brito Neves, 1999; Alkmim *et al.* 2001).

A Faixa Ribeira estende-se no rumo ENE-WSW por cerca de 1.400 km transicionando a nordeste para a Faixa Araçuaí (Heilbron et al. 2000, 2004 e 2008). Sua evolução (590-550Ma) está ligada à subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana (Heilbron et al. 2000) sob o arco magmático do Rio Negro (Tupinambá et al, 2000) e posterior colisão desta com a microplaca da Serra do Mar e o paleocontinente do Congo durante a Orogênese Brasileira (Heilbron et al. 2000). Para Heilbron et al, 2004 e 2008, a faixa registra encurtamento NW-SE, que resultou em uma foliação predominante abrupta com mergulho para SE e subdivide-se em

quatro terrenos tectono-estratigráficos de NW para SE: 1 - Terreno Ocidental, corresponde à margem retrabalhada do Cráton São Francisco, 2 - Terrenos Paraíba do Sul e Embu, 3 - Terreno Oriental, que inclui o arco magmático neoproterozóico da faixa e 4 - Terreno Cabo Frio.

O termo *Complexo Embu* foi utilizado primeiramente por Hasui et al, 1975 correspondendo a rochas gnáissico migmatíticas da Folha Geológica de São Roque, onde já se conhecia um metamorfismo de fácies anfibolito. Atualmente, sabe-se que o metamorfismo do Terreno Embu é predominantemente de fácies anfibolito, gradando localmente para fácies xisto verde. A idade deste metamorfismo foi estimada localmente por datação de monazitas em cerca de 790 Ma (Vlach, 2001), compatível com os resultados obtidos por Vieira e Tassinari (1988).

Mapeamentos em escala 1:50.000 foram realizados recentemente no entorno da área estudada. Matos (2008) disserta sobre a evolução estrutural, o metamorfismo e o magmatismo neoproterozóico na folha de Itajubá. Trouw (2008) em mapeamento realizado na folha Virgínia – MG, apresenta dados geocronológicos U-Pb em zircão e sua interpretação geotectônica. Vinagre (2010 e 2014) apresenta resultados do mapeamento geológico da folha Campos do Jordão, acompanhado por dados geoquímicos e geocronológicos. Duffles (2013) individualiza no Complexo Embu um embasamento paleoproterozóico, uma sequência metassedimentar de idade meso a neoproterozóico e corpos intrusivos que são em grande parte ortognaisses.

4. GEOLOGIA DA ÁREA ESTUDA

Para elaboração deste trabalho, foram escolhidos quatro afloramentos tipo do Complexo Embu. Todos estão situados em pedreiras abandonadas que aqui são definidas como Pedreira de Cruzeiro, Pedreira da Imbel (localizada no município de Piquete), Pedreira de Piquete e Pedreira de Lorena.

Essa área está situada na zona de interferência entre as Faixas Brasília meridional e Ribeira central.

4.1 - Pedreira de Cruzeiro

A pedreira de Cruzeiro, localizada nas coordenadas: 0497827 / 7506432, é formada principalmente por Biotita gnaiss, Biotita xisto, Biotita-anfibólio gnaiss, ortognaiss e Biotitito, dispostos em corpos tabulares lateralmente contínuos em espessuras centimétricas (Figura 5). Nessa pedreira é possível observar dois tipos de bandamento: um proveniente de fusão parcial e outro do acamamento sedimentar relictos.



Figura 5: Aspecto geral da pedreira de Cruzeiro.

Camadas quartzo-feldspáticas de até 35 cm de espessura ocorrem boudinadas e/ou cavalgadas como pode ser observado na **Erro! Fonte de referência não encontrada..** Localmente, essas camadas ocorrem menos espessas, na forma de fitas tabulares.

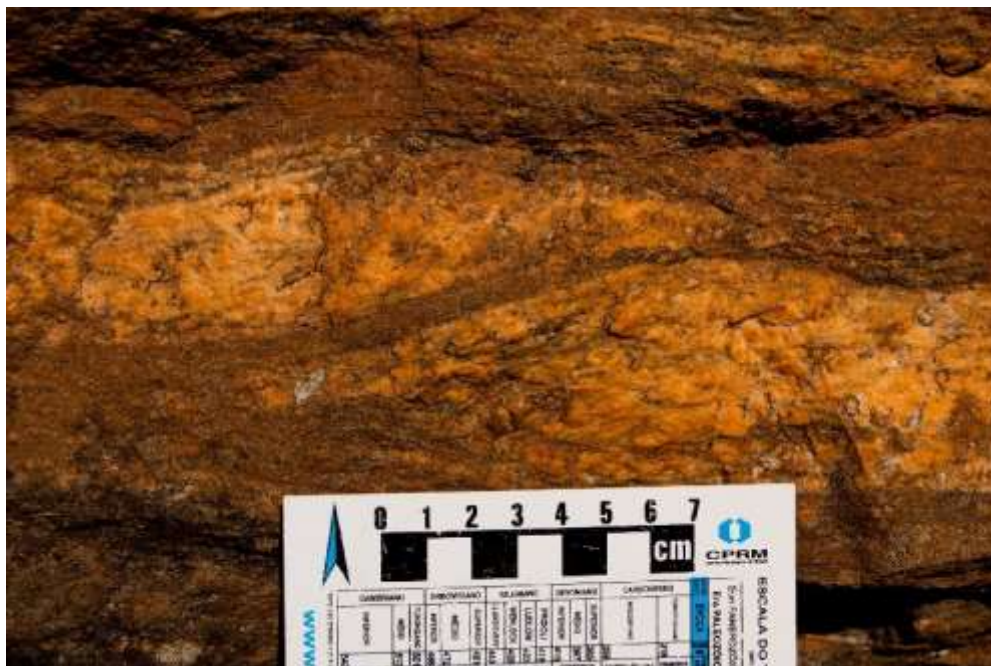


Figura 6: Camadas quartzo feldspáticas cavalgadas.



Figura 7: Dobra apertada com plano axial paralelo à foliação.

Dobras apertadas a isoclinais com plano axial paralelo à foliação (153/14) mostram repetição destes corpos e apresentam-se espessas no eixo e afinadas no flanco (Figura 7).

4.1.1 – Biotita gnaiss

Trata-se de rocha de cor cinza, que macroscopicamente apresenta um bandamento composicional, com bandas félsicas contendo fenocristais de feldspato e bandas máficas ricas em biotita (Figura 8). Exibe foliação (153/14) descontínua a anastomosada marcada principalmente por agregados de biotita (Figura 8). Por vezes ocorre dobrado (Figura 9).



Figura 8: Biotita gnaiss em escala macroscópica.

Em escala microscópica há uma predominância da microclina sobre o plagioclásio e apresenta porções onde se pode observar diminuição da granulação da rocha por processos de recristalização (Figura 10).



Figura 9: Dobra no Biotita gnaiss com eixo 100/5 e Plano Axial: 185/ 65.

Foram geradas três lâminas delgadas desse litotipo: TIC-4, TIC-5 e TIC-6.

TIC-4: A rocha é leucocrática (I.C.=20%), holocristalina e inequigranular de granulação média, localmente com fenocristais de plagioclásio. É composta por quartzo (30%), ortoclásio (20%), microclina (15%), plagioclásio (15%), biotita (20%), muscovita (2%), epidoto (1%), titanita (1%), zircão (1%) e allanita (<1%).

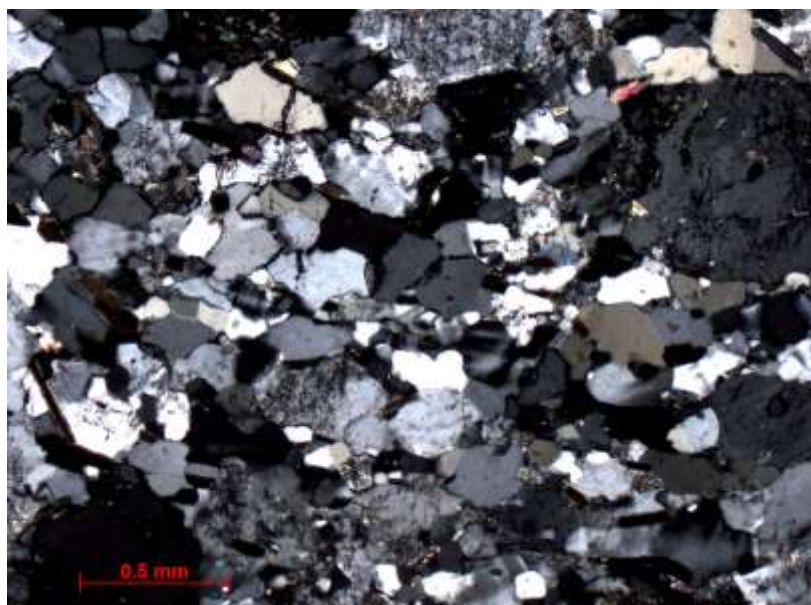


Figura 10: Aspecto textural do biotita gnaiss evidenciando recrystalização dos minerais félsicos.

O quartzo ocorre recristalizado em fitas e apresenta contatos retos. Quando não está fitado, é anédrico e apresenta hábito granular. Seus contatos são suturados e ocorrem com ortoclásio e biotita.

O ortoclásio está moderadamente fraturado e, por vezes, apresenta extinção ondulante proveniente dos processos de deformação. Ocorre de forma subédrica ou anédrica, não está geminado e muitos cristais apresentam avançado estágio de alteração, nesse caso, para caolinita. Microclina é evidenciada, principalmente, pela geminação tartan e, por vezes, ocorre fraturada. O plagioclásio é caracterizado pela geminação polissintética que muitas vezes está relictas no cristal dado ao seu alto grau de alteração.

Biotita apresenta hábito laminar, contatos retos e ocorre entre as fitas de quartzo com uma orientação preferencial. Apresenta pleocroísmo marrom/champanhe chegando a verde quando está em processo de alteração para clorita (cloritização).

Muscovita possui hábito laminar, contatos retos ou suturados e por vezes pode aparecer inclusa em K-Feldspato.

Epidoto ocorre anédrico ou subédrico, em contatos suturados e possui hábito granular.

O zircão é prismático, submilimétrico, subédrico e está comumente incluso no K-Feldspato. É facilmente identificado por seu relevo alto e cores de interferência que chegam até a terceira ordem. A titanita ocorre anédrica com alto grau de faturamento e alteração. Seu pleocroísmo varia de marrom à champanhe. Allanita é um mineral traço na lâmina; ocorre anédrico, comumente envolto por epidoto e bastante alterado.

Foi possível verificar a presença de textura mirmequítica, dada pelo intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular.

TIC-5: É uma rocha leucocrática (IC=30%), inequigranular média, holocristalina e possui foliação bem marcada pela orientação preferencial da biotita. É composta por quartzo (38,2%), ortoclásio (20,3%), plagioclásio (8,2%), biotita (28,5%), epidoto (2,8%), titanita (0,5%), minerais opacos (0,5%), allanita (0,3%), zircão (0,2%) e apatita (0,1%).

A descrição mineralógica dessa lâmina em muito se assemelha à da lâmina anterior, sendo diferenciada pela ausência de muscovita e microclina e pela presença de minerais opacos e apatita.

Uma forte característica dessa rocha é a presença de quartzo recristalizado em fitas, e essa característica também se faz presente na lâmina TIC-5. A biotita encontra-se comumente inclusas no quartzo e allanita ocorre intercrescida em epidoto com fraturas radiais como pode ser observado na figura 11.

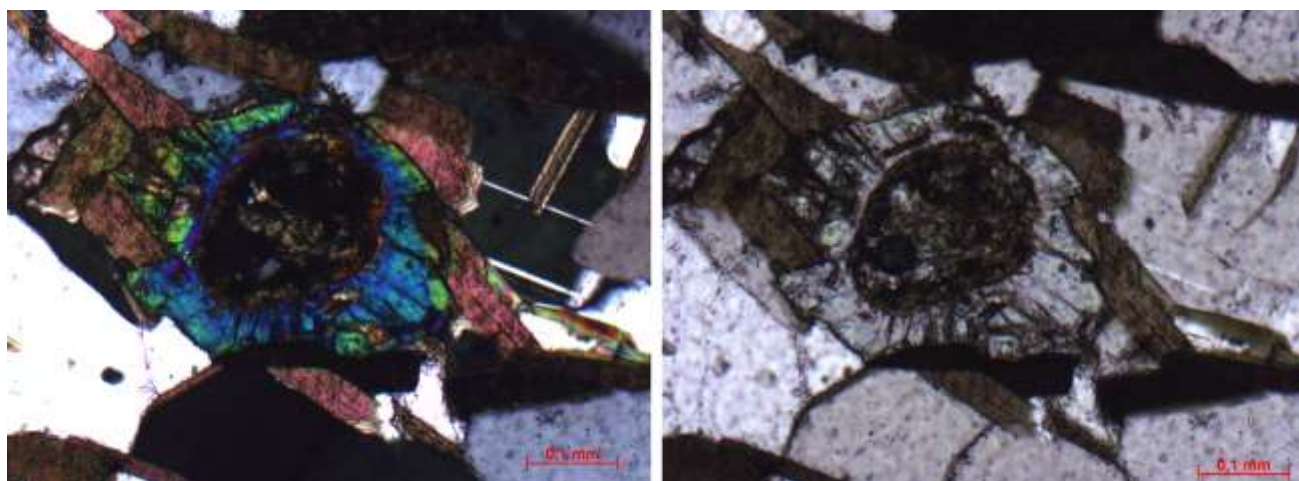


Figura 11: Epidoto apresentando fraturas radiais envolvendo cristal granular de allanita.

TIC-6: Possui 35,3% de índice de cor, sendo então descrita como uma rocha mesocrática. Além disso, é inequigranular média e holocristalina (Figura 12). É composta por quartzo (30%), biotita (34,8%), ortoclásio (22,7%), plagioclásio (11,7%), allanita (0,3%), titanita (0,1%) e zircão (0,1%).

Diferencia-se das demais lâminas (TIC-4 e TIC-5) desse litotipo pela ausência de epidoto. O plagioclásio ocorre em cristais grandes, subédricos e, por vezes, substituído por epidoto nas bordas dos cristais. Allanita ocorre associada com epidoto.

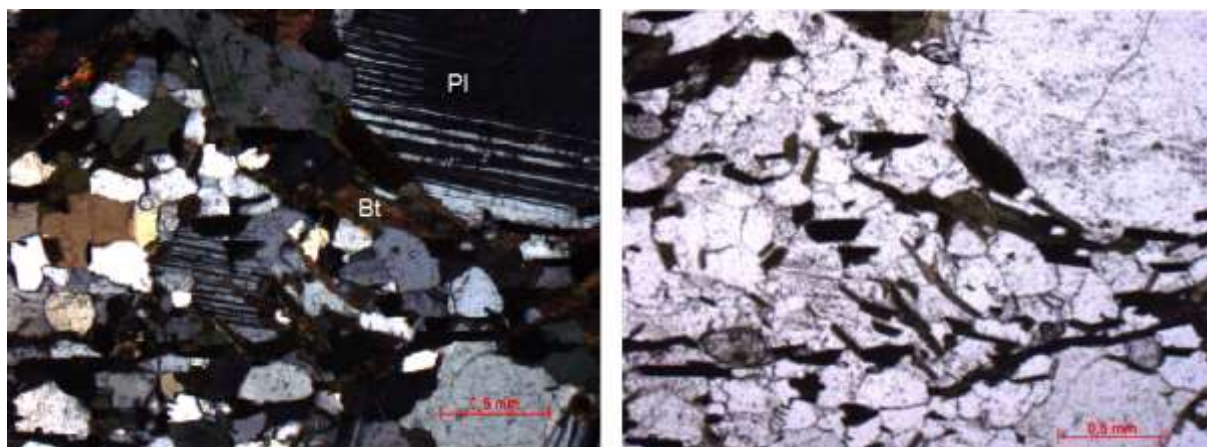


Figura 12: Fotomicrografia do Biotita-gnaiss; Com nicóis cruzados à esquerda e com nicóis paralelos à direita.

4.1.2 – Biotita xisto

Em afloramento, esta rocha ocorre repetidas vezes em finas camadas que variam de 0,5cm a 17cm. Em campo destaca-se por sua coloração máfica e foliação bem marcada devido à grande quantidade de biotita. Por vezes, apresenta dobras em contato com camadas quartzo-feldspáticas (Figura 13). É composto principalmente por K-Feldspato, quartzo e biotita.



Figura 13: Biotita xisto dobrado em contato com camadas quartzo-feldspáticas.

4.1.3 – Biotita-anfibólio gnaiss

Em campo se assemelha muito com o biotita xisto mas pode ser diferenciado por sua coloração mais escura e esverdeada devido à grande presença de anfibólio.

Localmente, o biotita-anfibólio gnaiss apresenta uma textura xistosa que ocorre em contato com um nível biotítico (Figura 14). Esta rocha, que também está presente na Pedreira de Piquete, possui dobras suaves com uma foliação bem marcada. Apresenta lineação mineral 95/15.



Figura 14: Biotita-anfibólio gnaiss em contato com Biotítico (destacado em verde).

Microscopicamente, o Biotita-anfibólio gnaiss é uma rocha inequigranular média, holocristalina, mesocrática, composta por quartzo (27%), ortoclásio (26%), plagioclásio (2%), biotita (30%), anfibólio (7%), epidoto (2%), titanita (2%) e zircão (<1%). A foliação é marcada pela orientação preferencial de biotita e os anfibólios se destacam por apresentarem tamanho superior ao restante da rocha. A Figura 15 apresenta o aspecto textural desse litotipo, onde se observa recristalização dos minerais félsicos e uma tendência à orientação de minerais máficos e félsicos.

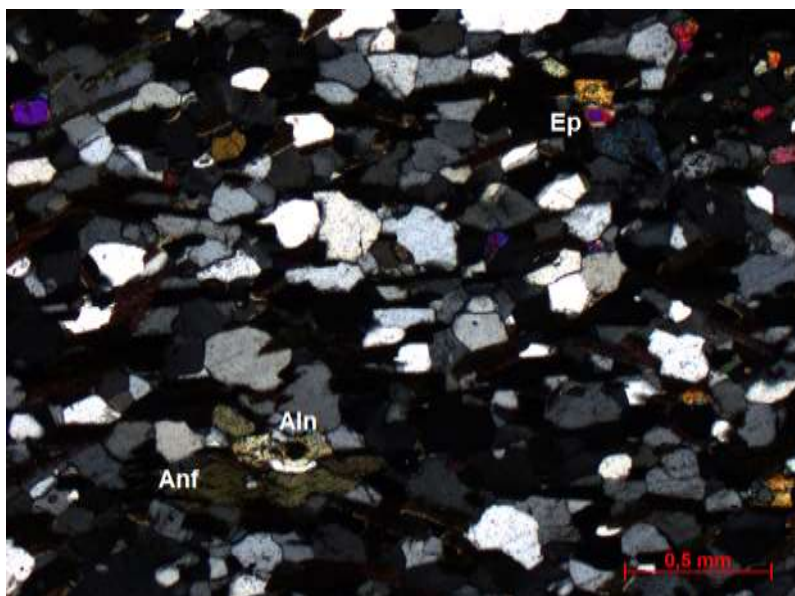


Figura 15: Aspecto textural do Biotita-Anfibólio Gnaiss em nicóis cruzados. Ep: epidoto, Aln: allanita, Anf: anfibólio.

O quartzo ocorre anédrico e apresenta hábito granular. Ocorre em contatos retos ou suturados e, por vezes, estão bordejados por uma reação de contato com feldspatos.

O plagioclásio pode ser identificado, principalmente, por sua geminação polissintética. Além disso, é subédrico, possui hábito tabular e ocorre em contatos retos ou suturados. O ortoclásio ocorre comumente fraturado e em contatos suturados com quartzo e anfibólio, sem apresentar geminação.

A biotita possui hábito laminar, contatos retos e define a orientação mineral da rocha. Seu pleocroísmo varia de marrom a champanhe.

O anfibólio possui contatos retos e é identificado, principalmente, por sua coloração esverdeada. Por vezes esse mineral inclui pequenos grãos de epidoto. Dentre os anfibólios foi possível distinguir a hornblenda devido à sua cor natural verde musgo. Comparando com a granulação geral da rocha, nota-se que o anfibólio possui um tamanho superior ao dos outros minerais.

O zircão é caracterizado por sua cor de interferência alta (terceira ordem), seu hábito prismático e pequeno tamanho. Ocorre em contatos retos e pode ser encontrado incluso em anfibólio, ortoclásio e biotita.

A titanita apresenta hábito prismático, contatos retos, ocorre subédrica e muito fraturada.

O epidoto ocorre em contatos retos, por vezes suturados, podendo estar envolto pelo anfibólio. É subédrico e possui hábito granular. Foi verificado que alguns grãos bordejam cristais de allanita – Figura 16.

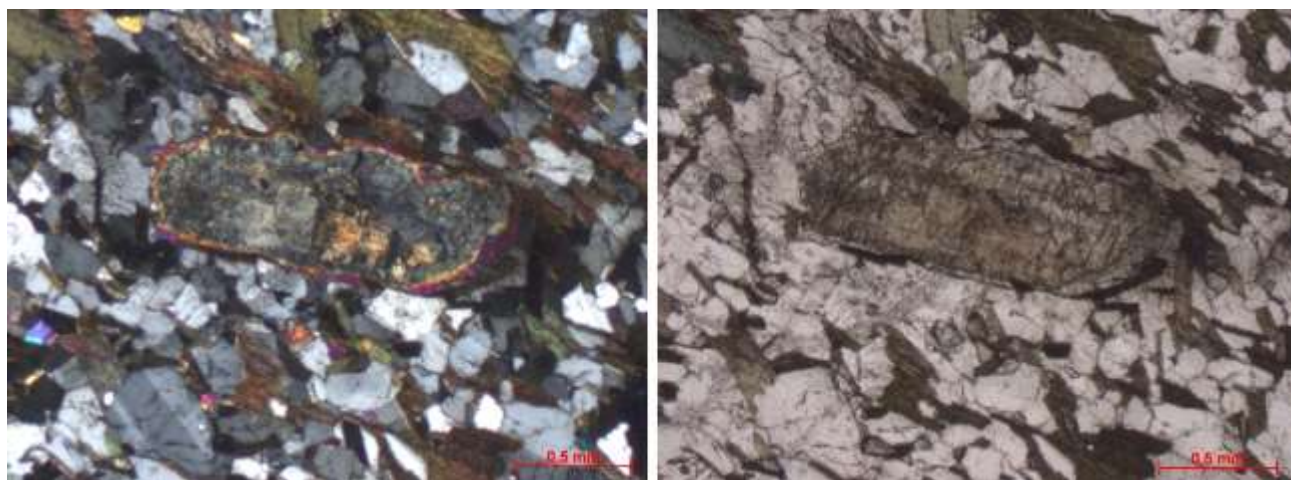


Figura 16: Fotomicrografia de epidoto envolvendo cristal de allanita.



Figura 17: Intercrescimento de plagioclásio com quartzo vermicular (mirmequita).

Nessa lâmina foi verificada a presença de intercrescimento do tipo mirmequita como pode ser observado na Figura 17.

4.1.4 - Ortognaisse

São as camadas mais espessas da pedreira de Cruzeiro, que chegam até 1m de espessura. Possui um aspecto mais homogêneo (sem a presença de fitas quartzo feldspáticas) e cor cinza clara, o que destaca essa rocha das demais presentes no afloramento (Figura18).



Figura 18: Aspecto geral da pedreira de cruzeiro com camada ortognáissica destacada em vermelho.

Microscopicamente é uma rocha equigranular muito fina, leucocrática (Figura 19), holocristalina composta por K-Feldspato (52%), quartzo (29,6%), biotita (10,2%), plagioclásio (2,1%), muscovita (1,3%), allanita (0,7%), titanita (0,5%), zircão (0,2%) e opacos (0,1%). Sua foliação é marcada pela orientação de cristais de biotita presentes nos interstícios granulares.



Figura 19:Aspecto textural do ortogneisse da Pedreira Cruzeiro, visto em nicóis cruzados.

Ortoclásio ocorre bastante fraturado, em processo de seritização, subédrico e seus contatos são suturados. Microclina também ocorre fraturada, com contatos retos, subédrico e é caracterizada por sua geminação tartan. O plagioclásio é identificado por sua geminação polissintética característica, apresenta contatos suturados e apresenta alto nível de fraturamento. Ocorre anédrico ou subédrico.

O quartzo possui hábito granular, é anédrico e ocorre tanto em contatos retos como em contatos suturados.

A biotita é laminar, possui pleocroísmo marrom/champanhe, ocorre em contatos retos e ocorre nos interstícios granulares, principalmente entre feldspatos.

Muscovita é rara e ocorre como pequenas lâminas entre os feixes de biotita. Possui contatos retos e ocorre em grãos um pouco menores que o restante da lâmina.

Allanita ocorre muito fraturada e em processo de alteração avançado, no entanto sua forma permanece preservada, sendo caracterizada como subédrica.

A titanita apresenta-se ora subédrica (preservando apenas uma de suas faces), ora anédrica (não preserva nenhuma face).

Zircão é raro e ocorre em pequenos grãos arredondados (submilimétricos) inclusos em ortoclásio e/ou biotita com hábito prismático. É facilmente reconhecido por seu relevo alto e cores de interferência que chegam até terceira ordem.

Textura mirmequítica ocorre em grande parte da lâmina estudada.

4.1.5 – Biotitito

Trata-se de um nível centimétrico (6cm) máfico composto quase que exclusivamente por biotita (90%) – Figura 20. Em lâmina delgada foi possível notar também a presença de quartzo (5%), allanita (3%), plagioclásio (2%), muscovita (<1%) e clinozoisita (<1%) – Figura 20.

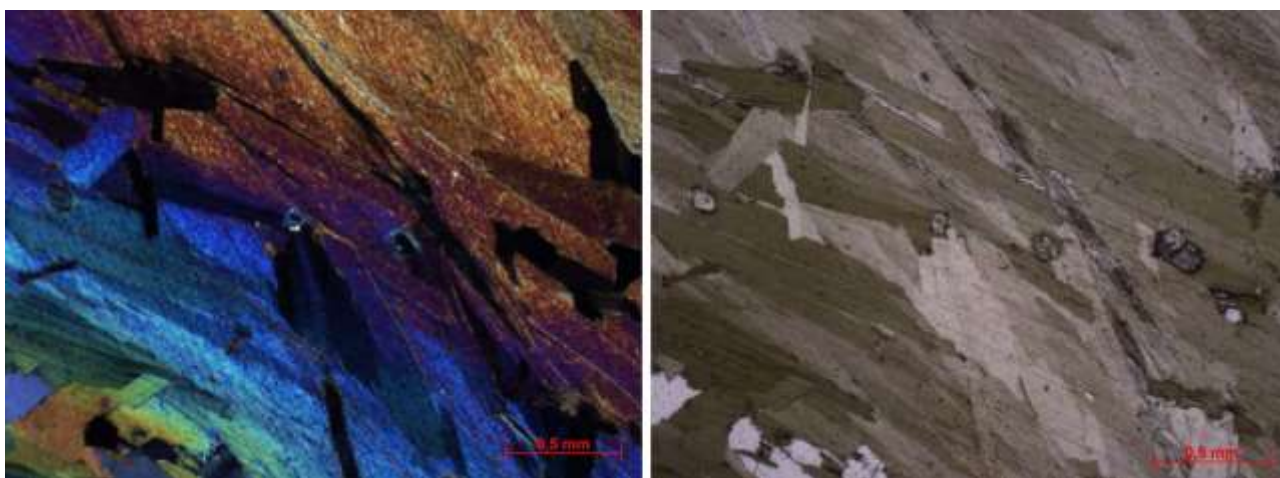


Figura 20: Biotitito em nicóis cruzados (à esquerda) e em nicóis paralelos (à direita).

A biotita ocorre em lâminas não fraturadas, seus contatos são retos, apresenta pleocroísmo marrom/marrom claro e possui boa clivagem em uma direção. Comumente apresenta inclusões de allanita.

O quartzo ocorre na forma de pórfiroclastos recristalizados. Possui hábito granular e ocorre em contatos suturados.

A allanita ocorre epidotizada nas bordas, localizada entre os feixes de biotita ou inclusa. Clinozoisita também está presente nas bordas da allanita e possui hábito granular.

O plagioclásio é caracterizado por sua geminação polissintética. Possui baixo grau de fraturamento e seus contatos são retos.

A muscovita possui hábito laminar, contatos retos e ocorre como pequenos grãos entre os feixes de biotita.

4.2 - Pedreira da Imbel

As rochas da pedreira da Imbel apresentam um aspecto migmatítico com muita presença de minerais oftálmicos, geralmente feldspato e mais raramente, quartzo.

Nessa pedreira, localizada nas coordenadas: 0479662 / 7498823, ocorre um ortognaisse apresentando, pelo menos, duas fácies cuja principal diferença macroscópica é notada pelo seu índice de cor (Figura 21). A fácies mesocrática possui granulometria média com fenocristais oftálmicos de feldspato apresentando uma foliação incipiente. A fácies leucocrática apresenta uma foliação bem marcada (165/40) evidenciada pela orientação dos fenocristais e das fitas feldspáticas. O contato entre as duas fácies é marcado por um nível máfico (gnaisse anfibolítico) de espessura centimétrica.



Figura 21: Contato entre as fácies mesocrática (superior) e leucocrática (inferior) da Pedreira da Imbel. Notar um nível máfico centimétrico separando as duas litofácies.

Na base da pedreira, esse nível máfico ocorre na forma de enclaves anfibolíticos lenticulares que preservam um dobramento reliquiar (Figura 22). Localmente, é possível notar um aspecto milonítico onde não é possível individualizar as fácies leuco e mesocrática. Nesse ponto, ocorre um enclave máfico de morfologia tabular com cristais de granadas bem desenvolvidas, podendo ou não estar associado com os enclaves acima mencionados (Figura 23).



Figura 22: Enclave anfibolítico lenticular preservando um dobramento reliquiar.



Figura 23: Enclave máfico tabular em fácies milonítica.

Microscopicamente, as fácies meso e leucocrática ($IC=8\%$) não apresentam grande variação composicional, sendo 31,5% de Quartzo, 59,3% de K-Feldspato, 0,7% de Plagioclásio, 7% de Biotita, 0,7% de Muscovita, 0,1% de Allanita, 0,1% de Zircão e 0,3% de

minerais opacos, na fácies leucocrática (Figura 24) e 30,6% de Quartzo, 57,1% de K-Feldspato, 1,6% de Plagioclásio, 8,3% de Biotita, 2% de Muscovita, 0,1% de Titanita e 0,1% de Allanita na fácies mesocrática (Figura 25). Tremolita ocorre como mineral traço em ambas as fácies. O ortogneisse é holocristalino de matriz fina com fenocristais oftálmicos (visto macroscopicamente), tanto de microclina quanto de plagioclásio, fracamente orientados.

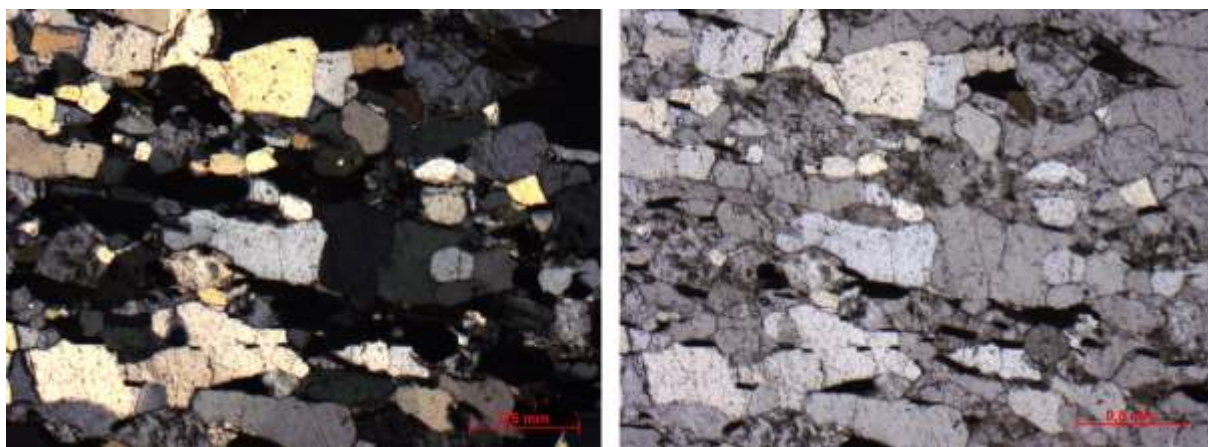


Figura 24: Aspecto geral da fácies leucocrática do ortogneisse.

As únicas diferenças composicionais verificadas entre essas duas fácies são a ausência de Zircão e minerais opacos na fácies mesocrática, que estão presentes na fácies leucocrática, e a ausência de titanita na fácies leucocrática enquanto que a fácies mesocrática possui 0,1% desse mineral.

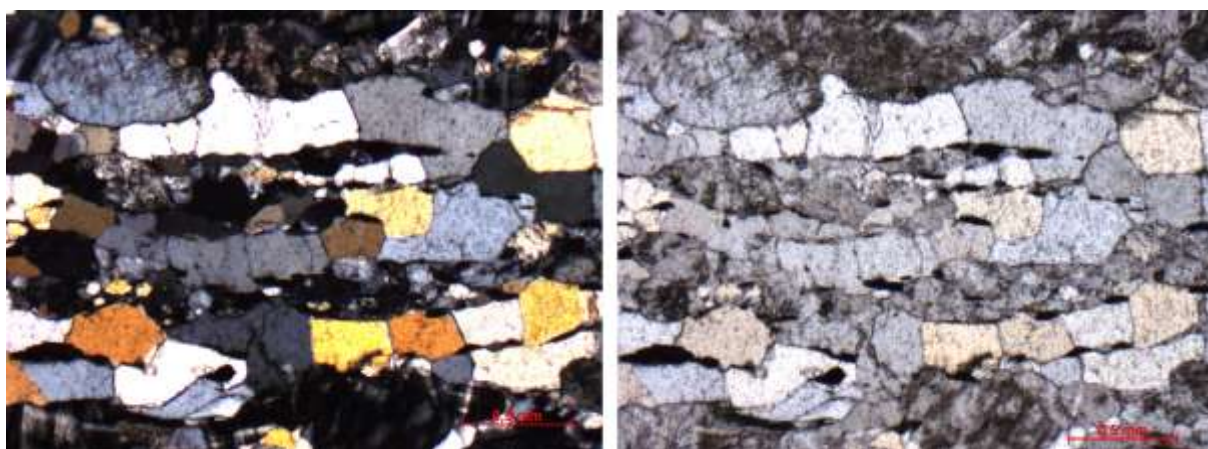


Figura 25: Aspecto geral da fácies mesocrática do ortogneisse.

O quartzo ocorre subédrico em contatos suturados e poligonais e apresenta-se geralmente recristalizado em fitas.

O ortoclásio ocorre bastante fraturado, em processo de alteração para sericita. Plagioclásio é caracterizado por típica geminação polissintética. Apresenta contatos retos e suturados e fraturamento moderado.

Biotita prismática tem cor natural variando entre marrom e verde, o que indica que está em processo de alteração para clorita. Muscovita é rara, possui hábito prismático, cor de interferência de terceira ordem; formada por alteração de feldspatos.

Zircão dificilmente encontrado devido ao seu tamanho diminuto. Possui hábito prismático e cores de interferência de terceira ordem. Um outro fator que auxilia na sua identificação é o seu relevo alto. Allanita em processo de alteração com bordas epidotizadas.

Além das duas fácies do ortognaisse, ocorre ainda um gnaiss anfibolítico (Figura 26) situado entre as duas fácies principais. Ele apresenta granulometria fina, possui espessura centimétrica variável e sua xistosidade é definida pela orientação dos grãos de biotita e anfibólio. Microscopicamente esse nível é composto por Anfibólio (28,3%), Quartzo (24,8%), Biotita (21,6%), K-Feldspato (18%) Plagioclásio (6%), Titanita (0,5%), Epidoto (0,3%) e Allanita (0,1%). O Quartzo ocorre recristalizado em fitas limitadas pelos grãos de biotita e apresenta contatos poligonais e suturados.

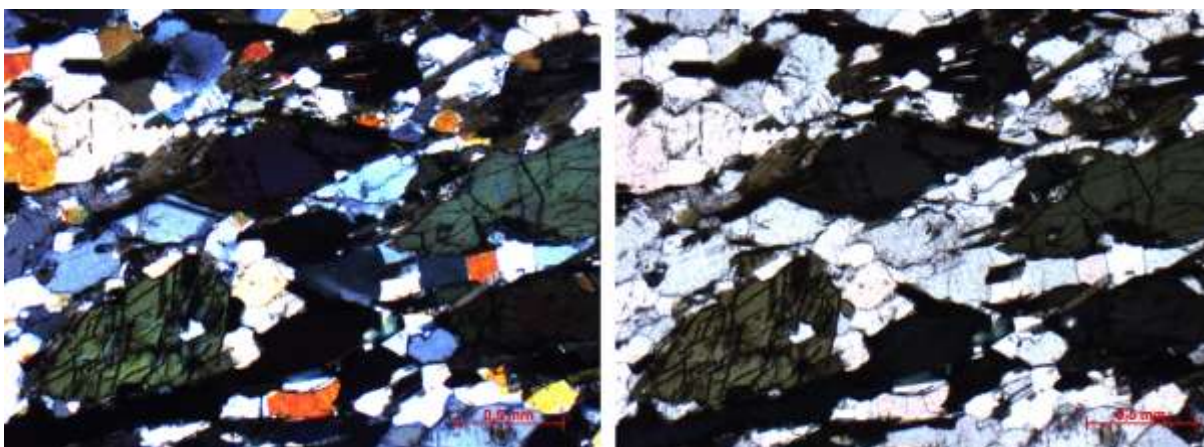


Figura 26: Aspecto geral do gnaiss anfibolítico.

4.3 - Pedreira de Piquete

A Pedreira de Piquete, localizada nas coordenadas: 0481243 / 7501770, é formada, pela intercalação de camadas quartzo-feldspáticas com biotita xisto, Biotita-tremolita-xisto e anfibolito dispostos em camadas paralelas, tabulares descontínuas de espessuras centimétricas a métricas conforme esquematizado na Figura 27.



Figura 27: Litotipos da Pedreira de Piquete (em azul são destacadas camadas anfibolíticas).

A geologia estrutural do afloramento é marcada por dobras apertadas (Figura 28), por vezes cavalgadas (Figura 29). Falhas também são comuns em toda a extensão do afloramento. Possuem rejeito NE-SW, com plano de falha 204/78 (Figura 30), e NW-SE, estando algumas preenchidas por quartzo e feldspato. O maior deslocamento medido chega até 20cm.



Figura 28: Dobra apertada com plano axial 197/35 e 178/35. Foliação 167/32.



Figura 29: Dobra apertada com vergência para NW em litotipos da pedreira de Piquete.



Figura 30: Falha com deslocamento de 20cm e plano de falha 204/78.

É possível identificar um aspecto protomilonítico, como o exemplificado na Figura 31, evidenciado principalmente por feldspatos oftálmicos. Cabe notar que devido à diferença de competência, outras camadas reagiram de forma diferente à deformação, o que gerou também uma feição milonítica.

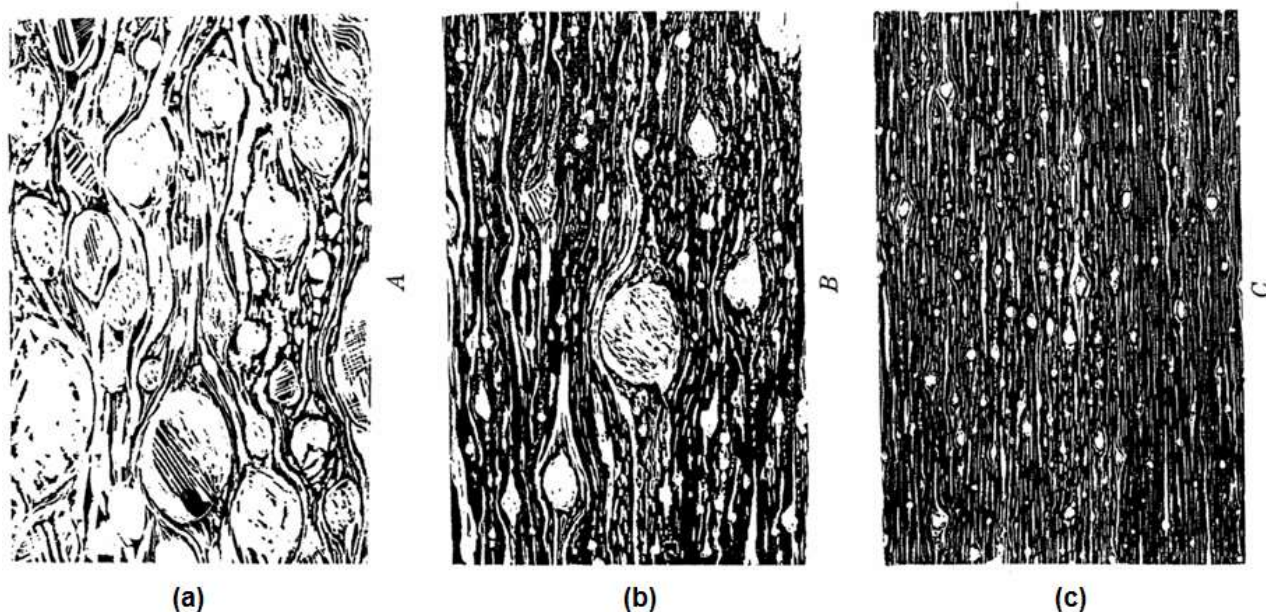


Figura 31: Representação esquemática das texturas de um (a) protomilonito, (b) milonito e (c) ultramilonito. Fonte: <https://woc.uc.pt/dct/getFile.do?tipo=2&id=22>.

4.3.1 - Biotita-tremolita-xisto

O Biotita-tremolita-xisto apresenta coloração cinza esverdeada, textura equigranular muito fina com uma xistosidade marcada pela orientação dos filossilicatos. Ocorrem em camadas de até 10cm de espessura com contatos bruscos e localmente boudinadas. Apresentando dobras recumbentes intrafoliares (Figura 32), é composta essencialmente por Biotita (27%), Tremolita (20%), Quartzo (30%), Plagioclásio (5%), Hornblenda (8%) e muscovita (8%). Zircão ocorre como acessório (<1%) enquanto epidoto (2%) e clorita são minerais secundários. Cristais de tremolita alongados definem junto com biotita uma textura nematoblástica (Figura 33).



Figura 32: Dobras intrafoliares na camada de Biotita-tremolita-xisto.

A biotita apresenta coloração marrom / champagne e esverdeada quando cloritizada. Os grãos de quartzo apresentam-se dispostos em fitas recristalizadas e/ou dispersos na matriz com contatos suturados ou poligonais. O plagioclásio ocorre como porfiroblastos por vezes na forma de grãos recristalizados. Alguns cristais apresentam sombra de pressão marcada pela recristalização de quartzo (Figura 33).

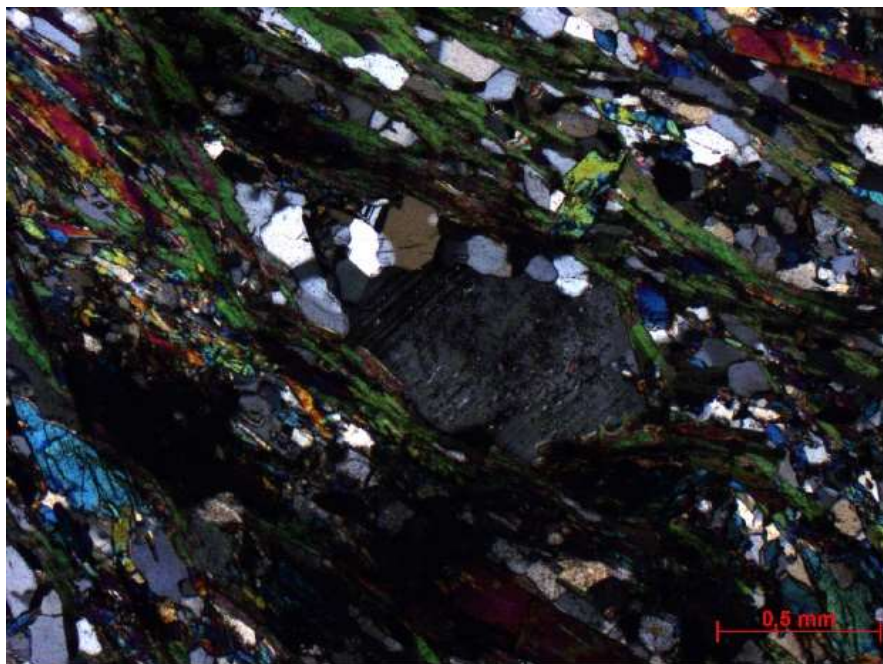


Figura 33: Textura nematoblástica no biotita-tremolita-xisto. Sombra de pressão no plagioclásio marcada pela recristalização do quartzo, no centro da foto.

Localmente, cristais de tremolita lenticulares defletem a foliação definida por biotita. É possível notar clivagem 60° - 120° em alguns cristais de tremolita em sua seção basal. A xistosidade é marcada sobretudo pela orientação dos filossilicatos (Figura 34).

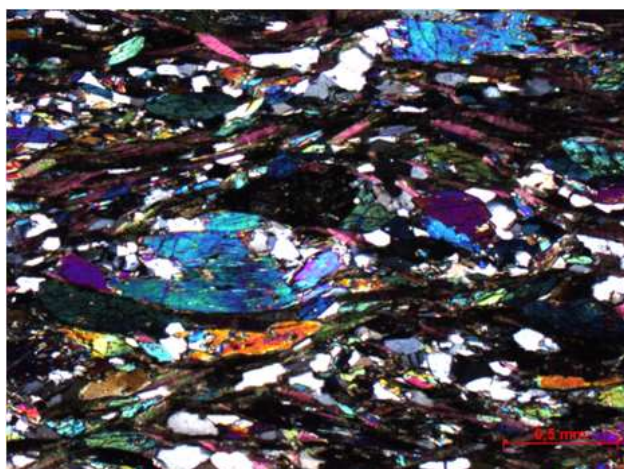


Figura 34: Biotita-tremolita-xisto mostrando xistosidade acentuada, em nicóis cruzados à esquerda e em nicóis paralelos à direita.

4.3.2 - Anfibolito



Figura 35: Anfibolito em afloramento (destacado em vermelho).

O anfibolito ocorre em camadas tabulares centimétricas, bem como em espessos pacotes métricos (até cinco metros) – Figura 35. Apresenta contato interdigitado com o biotita gnaiss. Possui uma granulometria média e é composto principalmente por anfibólio e plagioclásio. Também é possível notar a presença de quartzo e K-Feldspato.

4.3.3 - Biotita-Gnaiss

Ocorre em corpos tabulares de espessura centimétrica de até cerca de 20 centímetros. Em campo apresenta uma coloração cinza clara dada pela sua composição mineralógica: quartzo, K-Feldspato, plagioclásio, biotita e rara muscovita.

4.3.4 - Biotita-Xisto

Foram geradas duas lâminas: TIC-13A (perpendicular à foliação) e TIC-13B (paralela à foliação).

Lâmina TIC-13A: Rocha de granulometria fina com foliação bem marcada pela orientação da biotita. Ocorrem fitas quartzo feldpáticas que se destacam por sua granulometria média (mais grossa que o restante da lâmina), definindo uma textura protomilonítica – Figura 36. É composto por Quartzo (35%), K-Feldspato (27%), Plagioclásio (13%), Microclina (10%), Biotita (12%), Titanita (1%), Allanita (1%), Zircão (<1%) e Opacos (<1%).

Ortoclásio, plagioclásio e microclina ocorrem bem fraturados e possuem contatos retos com quartzo. Plagioclásio pode ser identificado por sua geminação polissintética, enquanto que a microclina pode ser identificada por sua geminação tartan. Plagioclásio e microclina também são encontrados na forma de porfiroblastos.

Biotita ocorre prismática com pleocroísmo de champanhe à marrom e possui contatos retos podendo, por vezes, incluir grãos de zircão. O zircão é prismático e quase sempre alongado, ocorrendo muitas vezes incluso em biotita. Titanita é rara e apresenta-se prismática com contatos retos. Allanita ocorre bastante alterada e com forma subédrica.

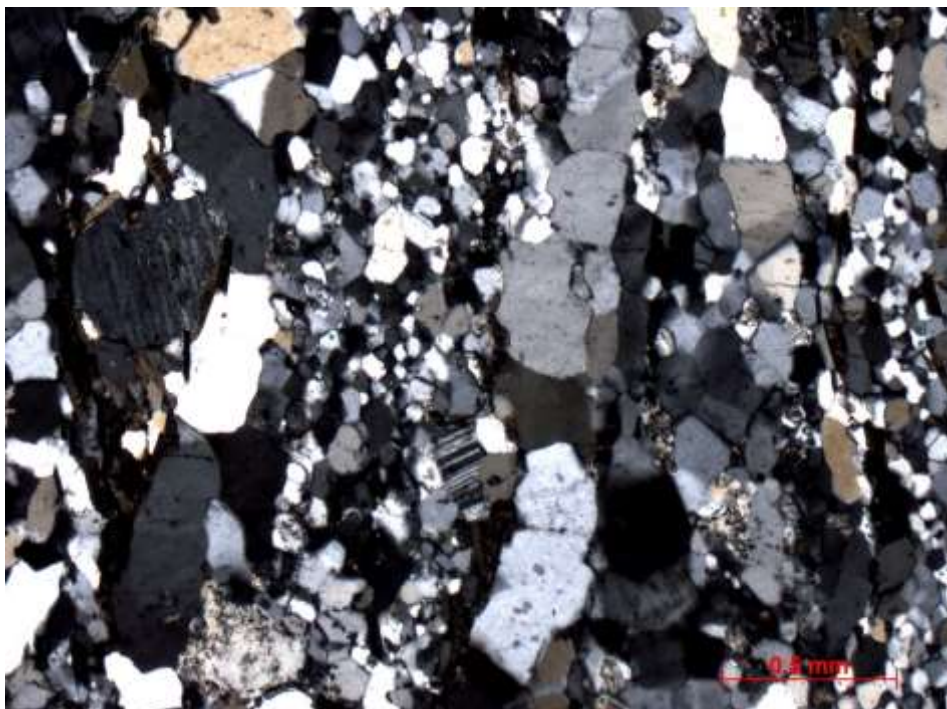


Figura 36: Fotomicrografia do Biotita xisto. Destaque para as fitas quartzo-feldspáticas que possuem maior granulometria.

Lâmina TIC-13B: Rocha leucocrática (IC=18%) de granulometria fina, com porfiroblastos de ortoclásio e microclina (Figura 37). É possível notar fitas quartzo feldspáticas e concentração de biotita entre elas, o que gera orientação preferencial. É composto por Microclina (25%), K-Feldspato (25%), Quartzo (20%), Biotita (18%), Plagioclásio (10%), Allanita (1%) e Zircão (1%).

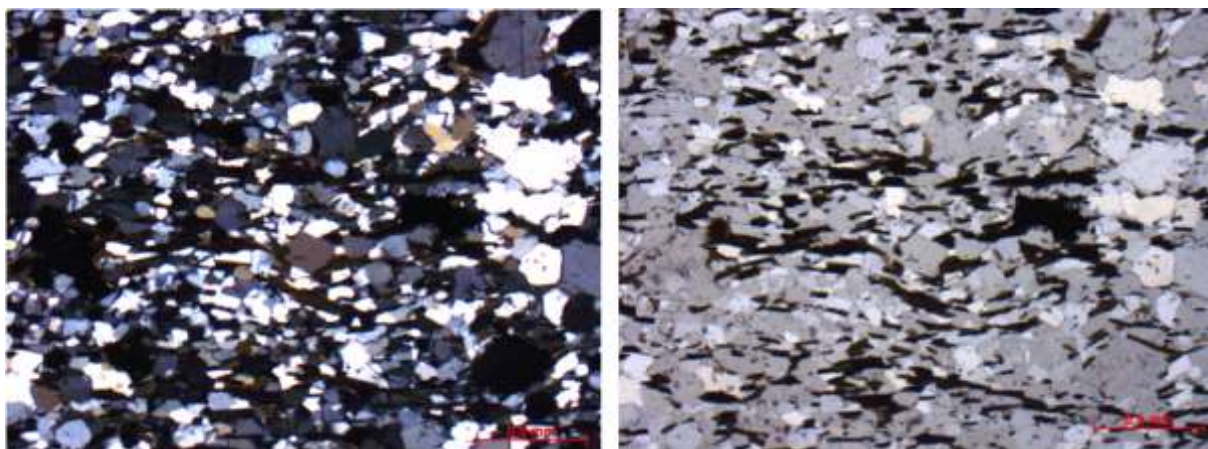


Figura 37: Fotomicrografia do Biotita Xisto; Em Nicóis cruzados à esquerda e em Nicóis paralelos à direita.

Quartzo ocorre em contatos suturados ou em contatos retos (quando está fitado juntamente com Feldspato) e apresenta hábito granular.

Biotita possui hábito laminar e apresenta pleocroísmo marrom a champanhe. Acumula-se entre as fitas quartzo-feldspáticas indicando assim uma orientação preferencial desses minerais. Zircão possui hábito prismático e ocorre alongado. Foi possível notar grãos submilimétricos inclusos no quartzo. Allanita ocorre muito alterada em forma anédrica.

4.4 - Pedreira de Lorena

A pedreira de Lorena, localizada nas coordenadas: 0479288 / 7494318, é essencialmente composta por Biotita Gnaiss intercalado com Biotita Xisto, ambos pertencentes à Sequência Embu, e Ortognaisse Migmatítico Anfíbolítico, que é o embasamento da Sequência Embu. São camadas não tabulares, descontínuas que afinam lateralmente (Figura 38).

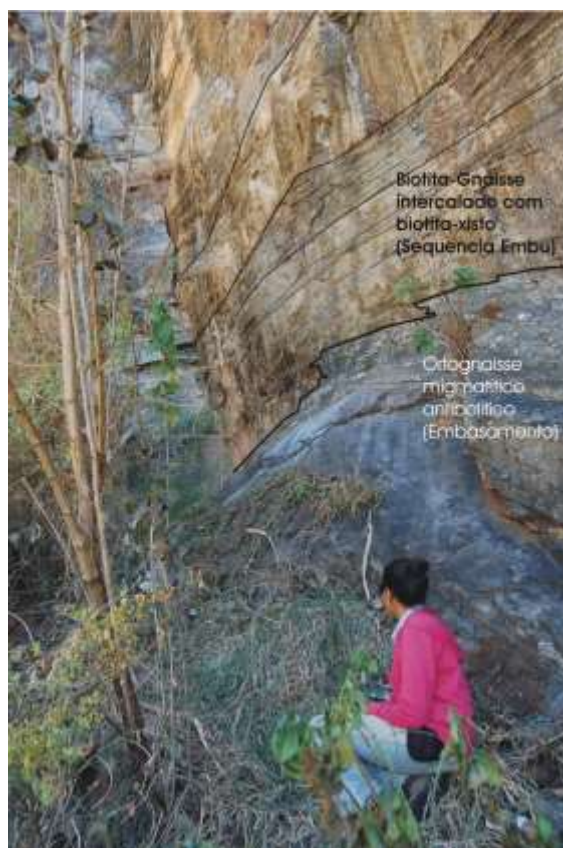


Figura 38: Contato entre a Sequência Embu e seu embasamento.

Enquanto a sequência paragnáissica possui bandamento proveniente de acamamento sedimentar relictos, a sequência ortognáissica apresenta bandamento característico de fusão parcial. Ocorrem lentes centimétricas de anfibolito boudinado e brechado, além de dobras com plano axial paralelo à foliação. Também é possível notar lentes de biotita xisto na sequência paragnáissica. Elas possuem até 10cm de espessura e apresentam descontinuidade lateral, destacando-se do pacote.

4.4.1 - Biotita Gnaiss

Está restrito ao canto esquerdo da pedreira de Lorena e ocorre intercalado com o Biotita-xisto (ambos da Sequência Embu). Possui uma coloração amarelada proveniente da alteração do feldspato para caolinita e da alteração da biotita. Localmente, pode ser confundido com uma rocha isotrópica devido à grossa granulometria dessa rocha.

Foram geradas duas lâminas delgadas para o estudo dessa rocha: uma paralela à foliação (TIC-18A) e outra perpendicular à foliação (TIC-18B).

A primeira apresenta granulometria grossa, orientação incipiente e é leucocrática (índice de cor de 5%) – Figura 39. É composto por Microclina (30%), Ortoclásio (25%), Epidoto (20%), Quartzo (13%), Plagioclásio (5%), Biotita (4%), Apatita (2%), Minerais opacos (1%) e Muscovita (<1%). Também ocorre clorita secundária.

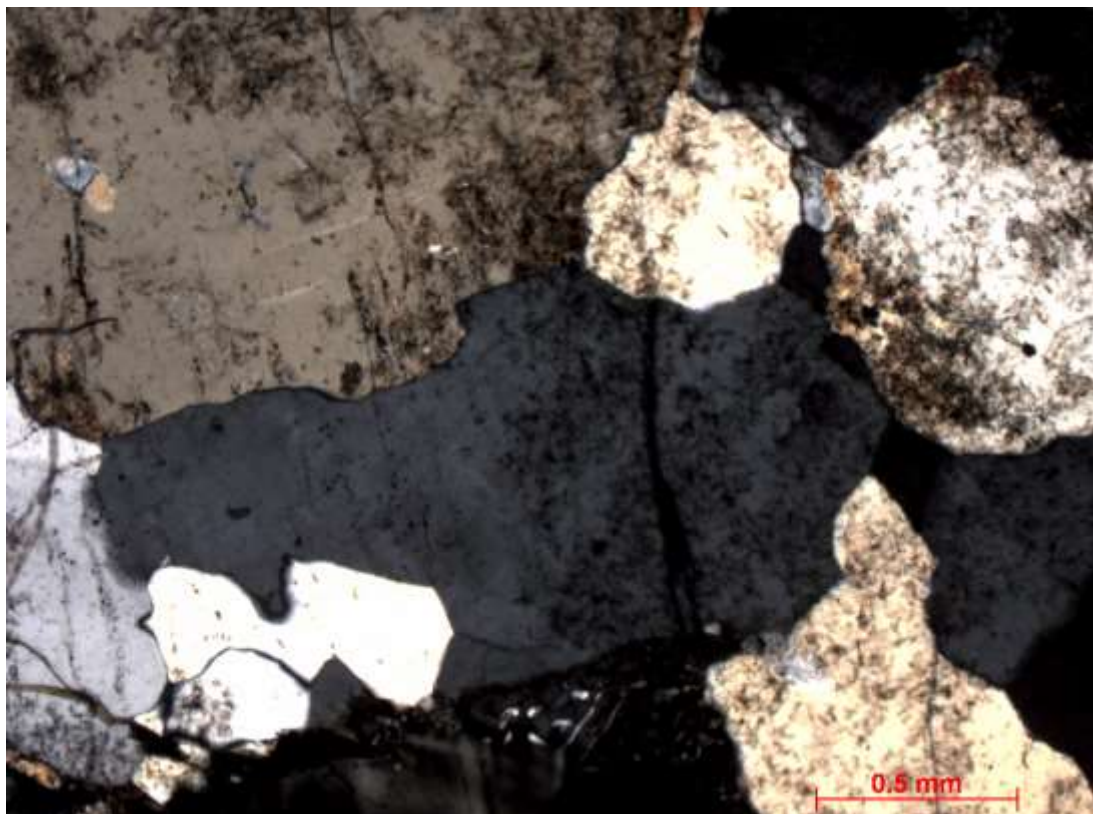


Figura 39: Aspecto geral do Biotita Gnaiss (lâmina TIC-18A) da Pedreira de Lorena.

Ortoclásio ocorre muito alterado e fraturado. Microclina ocorre comumente em contatos suturados, moderadamente fraturada, por vezes com granulometria superior ao restante da lâmina e é caracterizada pela geminação tartan. Plagioclásio também ocorre muito fraturado e com geminação característica polissintética. Presença de textura mirmequítica é comum.

Quartzo possui hábito granular, ocorre de forma anédrica e subédrica e, por vezes, apresenta extinção ondulante.

Muscovita ocorre raramente e é subédrica. Apatita ocorre anédrica, com cor de interferência de primeira ordem e relevo alto.

A segunda lâmina (TIC 18B) mostra uma rocha bem orientada (Figura 40), leucocrática (índice de cor de 14%) e sua granulometria varia de média a grossa, pois os minerais aparentam estar mais retrabalhados que os da lâmina 18A (Figura 41). É composto essencialmente por Ortoclásio (29%), Microclina (25%), Quartzo (22%), Biotita (13%), Plagioclásio (10%). Apatita (1%), Opacos (<1%) e Zircão (<1%) são acessórios.

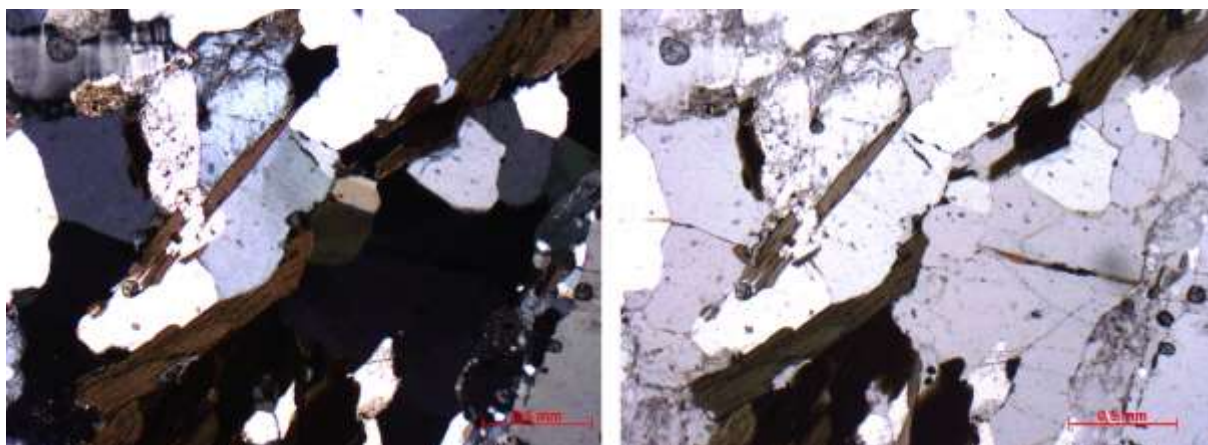


Figura 40: Aspecto geral do Biotita Gnaiss (lâmina TIC-18B) da pedreira de Lorena.

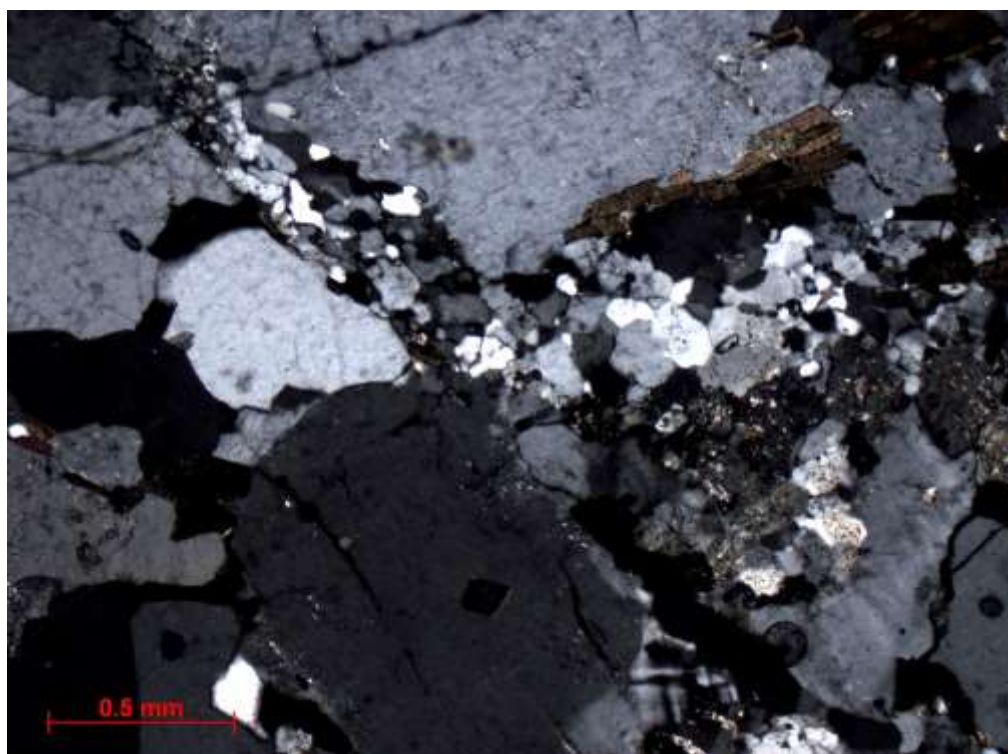


Figura 41: Fotomicrografia da Lâmina TIC-18B - Destaque para o retrabalhamento dos minerais.

Ortoclásio ocorre em estágio de alteração avançado para caolinita. Microclina apresenta-se moderadamente fraturado e é caracterizado pela geminação tartan. Plagioclásio é caracterizado pela geminação polissintética. Quartzos geralmente apresentam contatos suturados e recrystalizado em muitos locais. Localmente ocorre em fitas descontínuas orientadas, quando seus contatos passam a ser retos. Textura mirmequítica é frequente.

Biotita apresenta hábito laminar e pleocroísmo marrom e verde (a coloração é dada pela alteração da biotita que está em processo de cloritização). Apatita ocorre em pequenos grãos anédricos comumente inclusos em Quartzo ou em K-Feldspato. Zircão apresenta-se alongado, com seu relevo alto característico, cores de interferência de terceira ordem e muito alterado.

4.4.2 - Biotita Xisto

Essa rocha é pertencente à Sequência Embu e ocorre tanto em camadas intercaladas com Biotita-Gnaiss como em lentes centimétricas inclusas nesse litotipo. As lentes encontram-se em estágio de alteração avançado e por isso, inconsolidadas. É composto principalmente por quartzo, K-Feldspato, plagioclásio e biotita.

4.4.3 - Biotita - anfibólio Gnaiss

Ocorre juntamente com os outros litotipos da sequência Embu presentes na pedreira de Lorena, sendo este destacado, principalmente, por sua cor mais escura causada pela presença de anfibólios. Localmente é possível notar que o anfibólio já apresenta uma coloração esverdeada proveniente de processo de alteração. Foram geradas duas lâminas em fácies diferentes, ambas perpendiculares à foliação: TIC-17A e TIC-17B. A primeira possui foliação bem marcada e a segunda uma foliação incipiente.

TIC-17A: Trata-se de uma rocha de granulometria grossa, mesocrática, composta por Quartzo (30,7%), Biotita (25,5%), K-Feldspato (24,6%), Plagioclásio (14,1%), Hornblenda (2%), Titanita (1,8%), Allanita (0,3%), Clorita secundária (0,3%) e Apatita (0,1%).

A rocha possui uma foliação bem marcada dada pela orientação de biotita que ocorre com hábito laminar, em contatos retos, cor marrom/champanhe. Allanita ocorre muito alterada, sendo reconhecida principalmente por seu hábito prismático.

Plagioclásio tem geminação polissintética característica e apresenta estágio avançado de alteração e muitas fraturas. Foi possível notar a presença de textura mirmequítica.

TIC-17B: Rocha mesocrática com foliação incipiente dada pela orientação das lamelas de biotita (Figura 42). Sua composição é dada por K-Feldspato (39%), Anfibólio (20%), Biotita (18%), Quartzo (11%), Plagioclásio (5%), Titanita (5%), Minerais opacos (2%) e Allanita (<1%). Essa lâmina apresenta duas fácies distintas: Uma de granulometria média e outra de granulometria grossa.

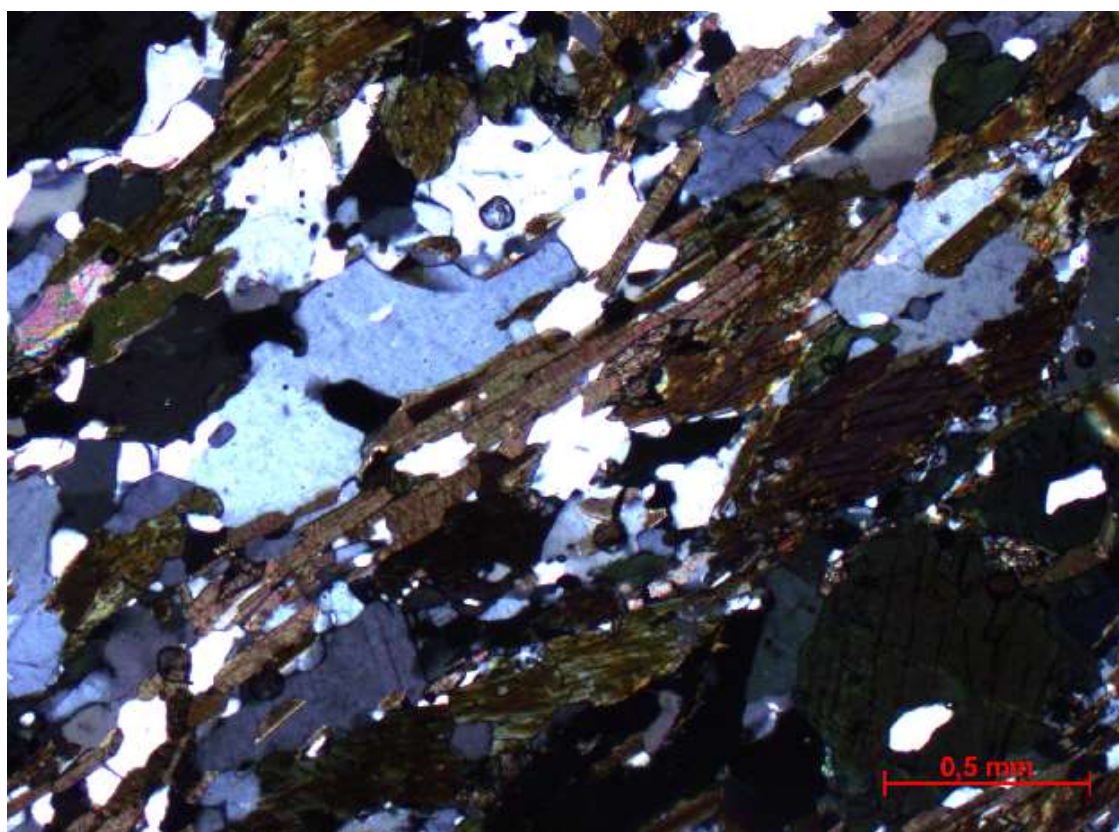


Figura 42: Biotita-anfibólio gnaiss evidenciando orientação dada pelas lamelas de biotita.

Na fácies de granulometria média ocorre titanita anédrica, allanita bem alterada, K-Feldspato pouco fraturado; biotita e anfibólio apresentam orientação preferencial bem marcada. O anfibólio possui cor de interferência de segunda ordem e pleocroísmo variando de verde abacate a verde musgo, e a maioria possui clivagem em uma única direção.

Na fácies de granulometria grossa, a biotita está no contato entre cristais maiores de K-Feldspato, plagioclásio e quartzo. Feldspatos ocorrem bem alterados e há presença de epidoto.

4.4.4 – Anfibolito

Ocorre em camada centimétrica entre a Sequência Embu e seu embasamento. Destaca-se principalmente pela coloração mais escura e foliação incipiente (151/25). É composta por anfibólio, quartzo, plagioclásio, K-Feldspato e minerais opacos. A foliação é marcada pela orientação preferencial dos anfibólios e minerais opacos (Figura 43).

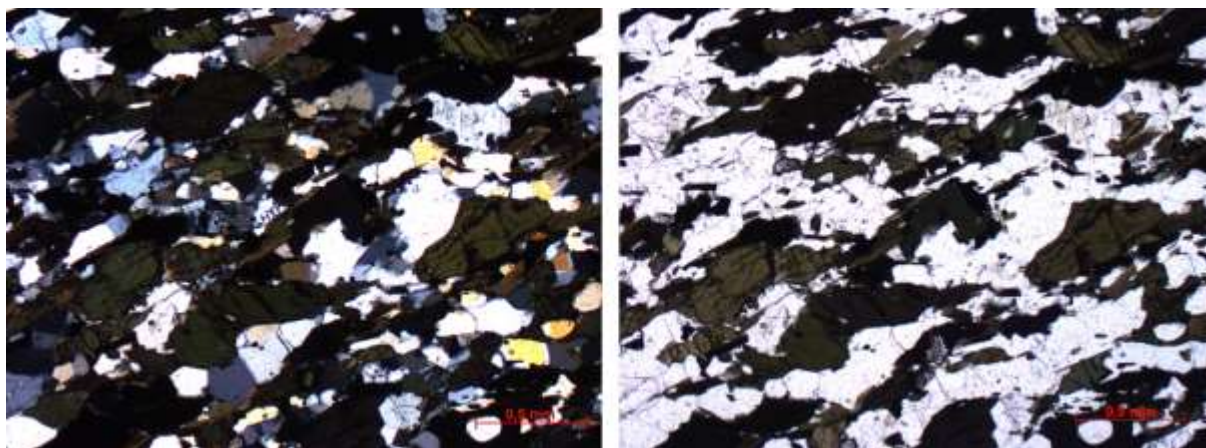


Figura 43: Aspecto geral do anfibolito visto em lâmina. Destaque para a foliação marcada pela orientação preferencial dos anfibólios e minerais opacos.

Através da contagem modal de 800 pontos em lâmina delgada, é possível observar que esse litotipo é composto por Anfibólio (49,2%), Quartzo (15,7%), K-Feldspato (15,2%), Biotita (10,1%), Plagioclásio (7%), Minerais opacos (1,2%), Titanita (0,8%) e Allanita (0,5%).

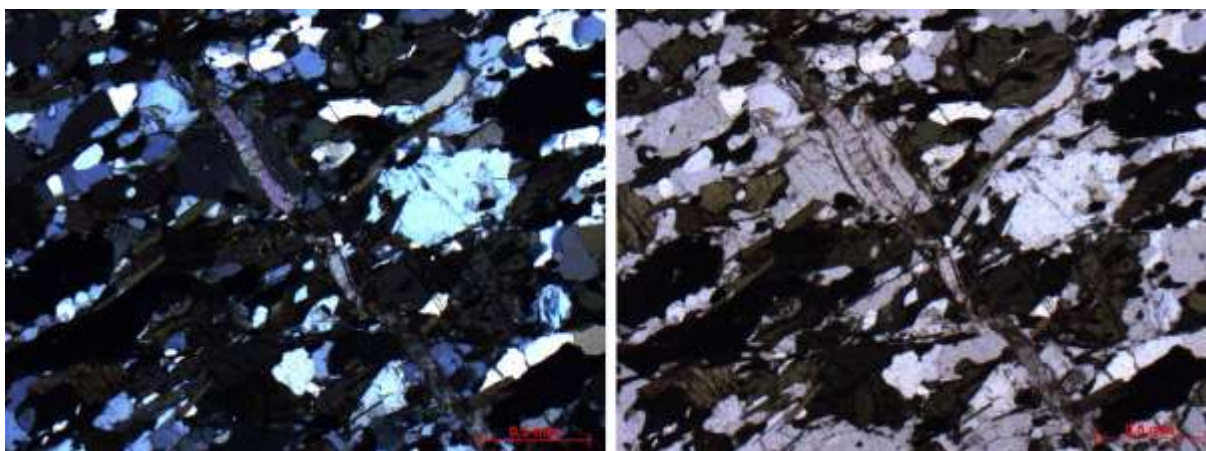


Figura 44: Veio quartzo-feldspático cortando a foliação principal do anfibolito.

Microscopicamente, é comum notar a presença de veios quartzo-feldspáticos cortando a foliação principal, indicando assim que esses veios ocorreram em um evento posterior (Figura 44).

4.4.5 – Ortognaisse Anfibolítico

Aqui interpretado como embasamento da Sequência Embu, o ortognaisse perfaz a maior parte da pedreira de Lorena. Possui bandamento característico de fusão parcial com foliação 121/21, bem como dobras (Plano axial 195/10), dando um aspecto migmatítico (Figura 45). Comumente são encontradas granadas subcentimétricas com halo de alteração. É composto principalmente por Quartzo, K-Feldspato, Plagioclásio, Biotita, Anfibólio e Granada. Esse litotipo foi descrito e datado por Duffles (2013), fornecendo idade de cristalização em 2.0 Ga.



Figura 45: Aspecto migmatítico na Pedreira de Lorena, representado pelo Ortognaisse anfibolítico.

O contato entre a Sequência Embu e o ortognaisse anfibolítico (seu embasamento) se dá de forma interdigitada como pode ser observado na Figura 46.



Figura 46: Contato interdigitado entre a Sequência Embu e seu embasamento.

5. CLASSIFICAÇÃO PETROGRÁFICA DAS ROCHAS ORTODERIVADAS

Para a classificação da petrografia foram analisadas 4 Lâminas delgadas de rochas ortoderivadas: duas da Pedreira de Cruzeiro (ortogneisse que ocorre em camadas intercaladas aos metassedimentos) e duas da Pedreira da Imbel (ortogneisse provável embasamento da sequência Embu). Elas foram submetidas à contagem modal de 800 pontos em contador automático e posteriormente ao software GCDKit na plataforma R, o que permitiu gerar um gráfico de classificação segundo Streckeisen (1976).

Também foram plotados nos gráficos análises realizadas por Duffles, 2013, que pertencem ao Complexo Pedrinhas, descrito como um ortogneisse migmatítico de composição granítica a granodiorítica pertencente ao embasamento da Sequência Embu, provavelmente correlacionado àquele encontrado na Pedreira da Imbel.

Da Pedreira de Cruzeiro foram analisadas as amostras TIC 5 (Biotita-Gnaiss) e TIC 6- (Biotita Gnaiss). E da Pedreira da Imbel foram analisadas as amostras TIC10 (Fácies mesocrática do Ortogneisse) e TIC11 (Fácies leucocrática do ortogneisse).

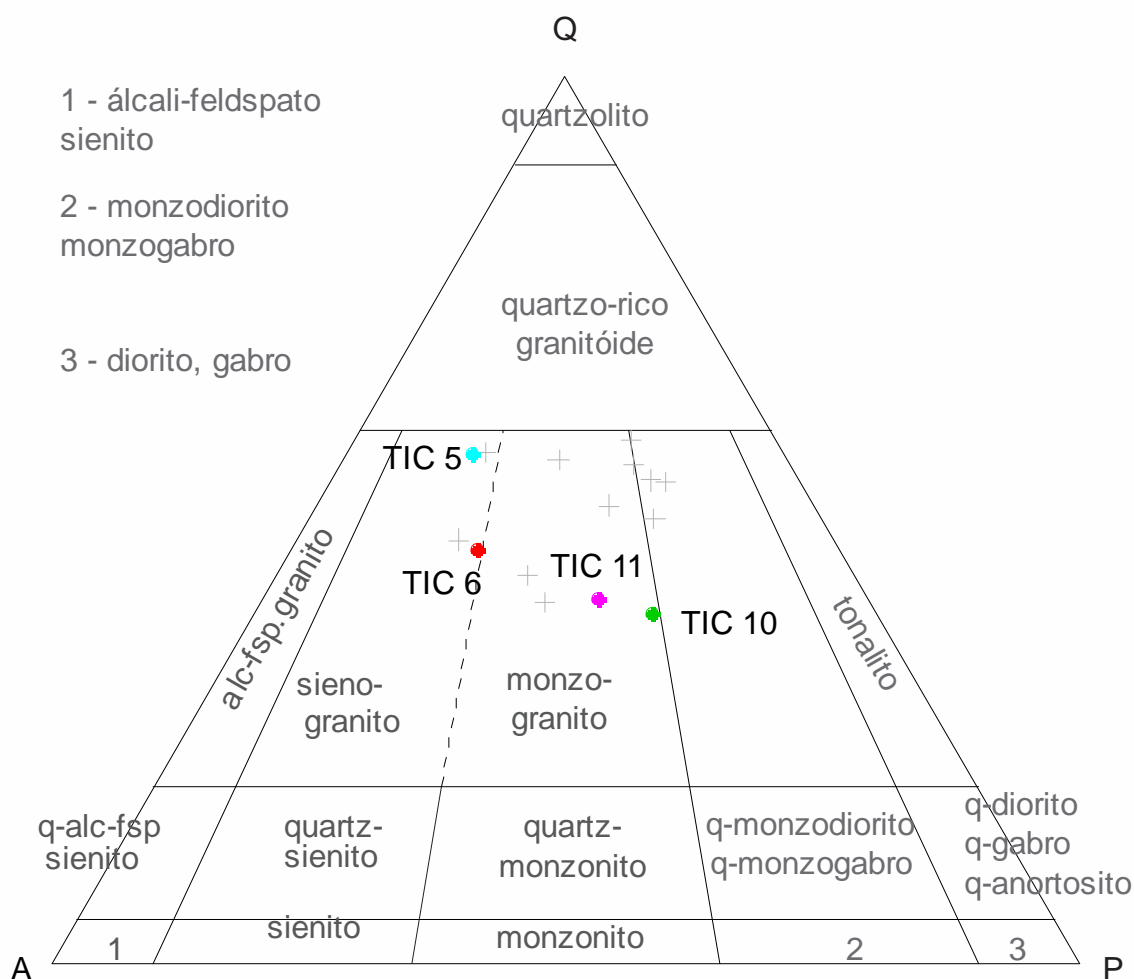


Figura 47: Diagrama QAP para rochas ortoderivadas da Pedreira de Cruzeiro (círculos em vermelho e azul) e da Pedreira da Imbel (círculos em verde e lilás). As cruzes representam composições do Complexo Pedrinhas de Duffles (2013).

A partir da leitura do gráfico QAP conclui-se que as rochas da pedreira de Cruzeiro são de composição sienogranítica e as rochas da Pedreira da Imbel são de composição monzogranítica, similar portanto ao resultado obtido por Duffles (2013) para as rochas do Complexo Pedrinhas.

6. GEOQUÍMICA PRELIMINAR

Para as análises geoquímicas foram escolhidas as seguintes amostras: uma da Pedreira de Cruzeiro: TIC 06 (Biotita Gnaiss) e duas da Pedreira da Imbel: TIC10 (Fácies mesocrática do ortogneiss) e TIC11 (Fácies leucocrática do ortogneiss). As tabelas 1 e 2 exibem os resultados analíticos para elementos maiores, menores e traços, obtidos por FRX.

Amostra	Total (%)	P.F.	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	P ₂ O ₅
TIC 11 (Imbel)	100.374	0.6	75.530	13.142	1.500	0.032	0.243	1.277	2.906	4.941	0.161	0.042
TIC 06 (Cruzeiro)	99.516	0.4	64.599	16.442	4.770	0.080	2.010	4.144	3.444	2.723	0.678	0.227
TIC 10 (Imbel)	100.115	0.9	72.023	14.716	1.869	0.035	0.553	2.169	3.683	3.841	0.253	0.072

Tabela 1: Resultados Analíticos para Elementos Maiores (% em peso). TIC 06 - Pedreira de Cruzeiro; TIC 10 e TIC 11 – Pedreira da Imbel

Amostra	V	Cr	Co	Ni	Zn	Ga	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba
TIC 10	26	19	5	32	54	27	158	313	24	179	25	1031
TIC 11	19	14	3	34	50	27	172	165	26	209	23	1141
TIC 06	75	22	21	24	72	24	137	386	22	164	16	865

Tabela 2: Resultados Analíticos para Elementos Traços (ppm).

Análises do Complexo Pedrinhas, obtidas por Duffles (2013), foram também utilizadas visando uma comparação com as amostras analisadas neste trabalho, conforme encontra-se em alguns diagramas geoquímicos exibidos mais à frente. A tabela 3 apresenta os resultados analíticos de Duffles (2013).

	PD-139	PD-140	PD-142	PD-143	PD-145	PD-319	PD-330	PD-332	PD-336	PD-399	PD-400
SiO ₂	70.19	62.47	66.53	71.58	65.81	70.02	70.49	67.23	67.76	75.18	69.14
TiO ₂	0.28	0.80	0.55	0.34	0.67	0.41	0.34	0.47	0.71	0.09	0.54
Al ₂ O ₃	15.22	16.88	15.79	14.34	15.32	15.01	15.19	15.97	13.89	14.04	15.38
Fe ₂ O ₃ T	2.90	6.23	4.67	2.81	4.79	2.93	2.75	3.60	4.99	0.72	3.16
MnO	0.05	0.07	0.07	0.04	0.06	0.04	0.03	0.05	0.06	0.01	0.04
MgO	1.06	1.38	1.68	0.37	2.24	0.82	0.72	1.61	2.54	0.16	0.98
CaO	2.97	3.68	2.42	1.71	2.44	1.86	2.22	2.25	1.45	1.08	2.65
Na ₂ O	4.37	4.42	3.98	3.11	2.91	3.42	4.07	2.97	2.39	2.51	3.78
K ₂ O	2.39	3.60	3.09	5.56	4.47	4.98	3.46	4.74	5.54	5.37	3.47
P ₂ O ₅	0.08	0.22	0.14	0.06	0.26	0.16	0.10	0.03	0.17	0.01	0.14
P.F.	0.17	0.16	0.83	0.58	1.00	0.08	0.33	0.92	0.58	0.83	0.42
Total	99.68	99.90	99.74	100.50	99.98	99.72	99.70	99.84	100.08	100.00	99.71
Cr	-	-	113.00	-	-	-	-	-	-	-	-
Ni	-	3.10	40.00	-	15.90	3.70	4.20	14.70	7.50	1.20	3.90
Co	-	55.00	80.0	-	63.00	26.00	22.00	46.00	51.00	<8.00	35.00
V	-	61.00	80.00	-	76.00	71.00	59.00	76.00	62.00	12.00	49.00
Zn	-	85.80	146.00	-	171.30	162.30	111.00	161.00	125.80	129.90	111.40
Rb	-	3107.00	923.00	-	1127.00	960.00	787.00	1245.00	1225.00	1011.00	1022.00
Ba	-	676.40	301.00	-	479.40	327.30	274.10	271.60	198.80	187.10	324.40
Sr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Ga	-	8.00	20.00	-	12.90	10.10	6.90	12.60	17.20	1.80	10.50
Nb	-	802.20	175.00	-	166.70	204.30	194.10	267.70	243.40	88.60	229.20
Zr	-	0.27	24.00	-	0.18	0.11	0.09	0.16	0.37	0.03	0.12
Y	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Th	-	-	113.00	-	-	-	-	-	-	-	-
U	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A/CNK	1.00	0.94	1.11	1.01	1.09	1.04	1.05	1.13	1.11	1.18	1.04
Mg#	0.42	0.30	0.42	0.21	0.48	0.36	0.34	0.47	0.50	0.30	0.38
K/Rb	---	348.70	175.87	---	216.72	254.82	258.39	244.56	365.52	343.18	258.58
Rb/Sr	---	0.13	0.49	---	0.36	0.50	0.40	0.59	0.63	0.69	0.34

P.F.: Perda ao fogo; A/CNK: $Al_2O_3 / (Na_2O + CaO + K_2O)$; Mg# = $(MgO / 40.3) / ((MgO / 40.3) + (FeO / 159.89) * 2)$

Tabela 3 - Análises químicas de elementos maiores, menores (% em peso) e traços (em ppm) e parâmetros geoquímicos de litotipos do Complexo Pedrinhas. Extraído de Duffles, 2013

A partir dessas análises foi possível gerar diagramas geoquímicos com o auxílio do programa GCDkit. Tais gráficos são exibidos abaixo, juntamente com uma interpretação preliminar para o comportamento geoquímico das amostras.

O Gráfico TAS (Figura 48) permitiu classificar as rochas da Pedreira da Imbel como de composição granítica e a rocha da pedreira de Cruzeiro como de composição granodiorítica, mostrando semelhança com a rochas estudadas por Duffles, 2013, que são predominantemente graníticas e subordinadamente granodioríticas;

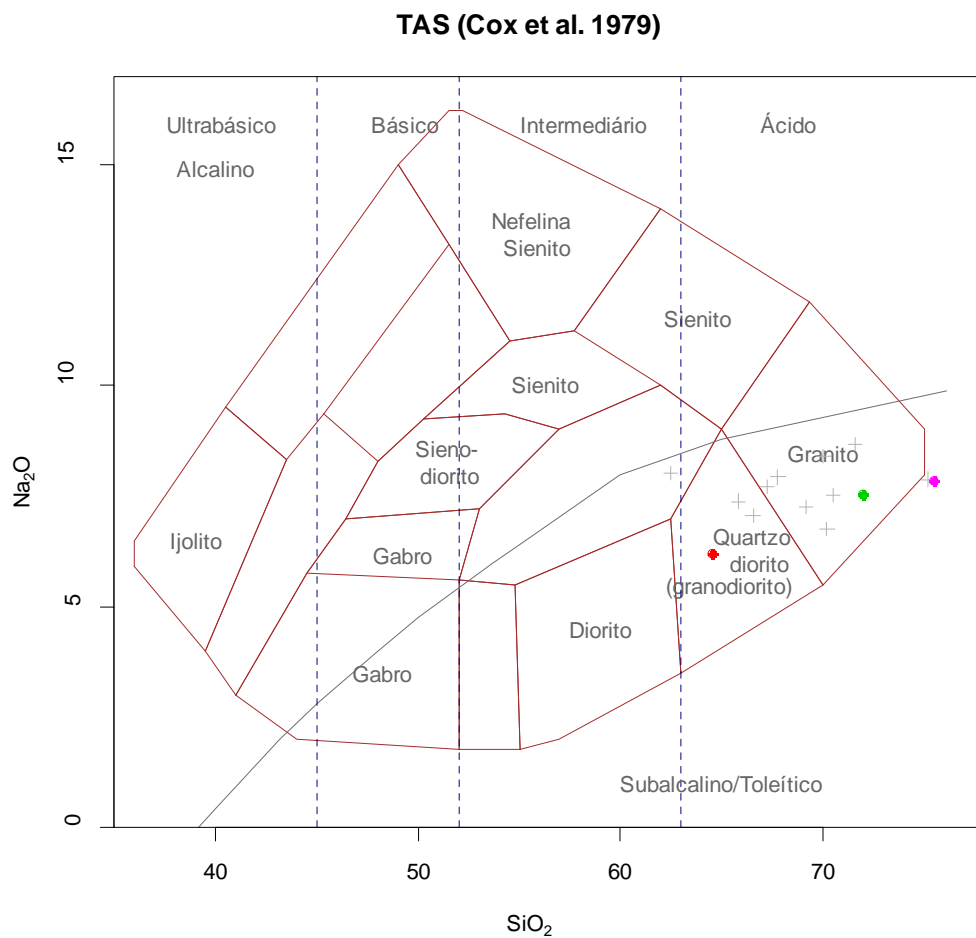


Figura 48: Gráfico Binário SiO_2 x $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ - TAS (Cox et al. 1979) para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos: círculo vermelho- ortognaisse da Pedreira de Cruzeiro; círculos verde e lilás- ortognaisse da Pedreira da Imbel; cruces- ortognaises do Complexo Pedrinhas de Duffles (2013)

No gráfico AFM da Figura 49 todas as rochas estudadas plotam no campo da série Cálcio-alcalina e se alinham ao trend formado pelas amostras de Duffles, 2013.

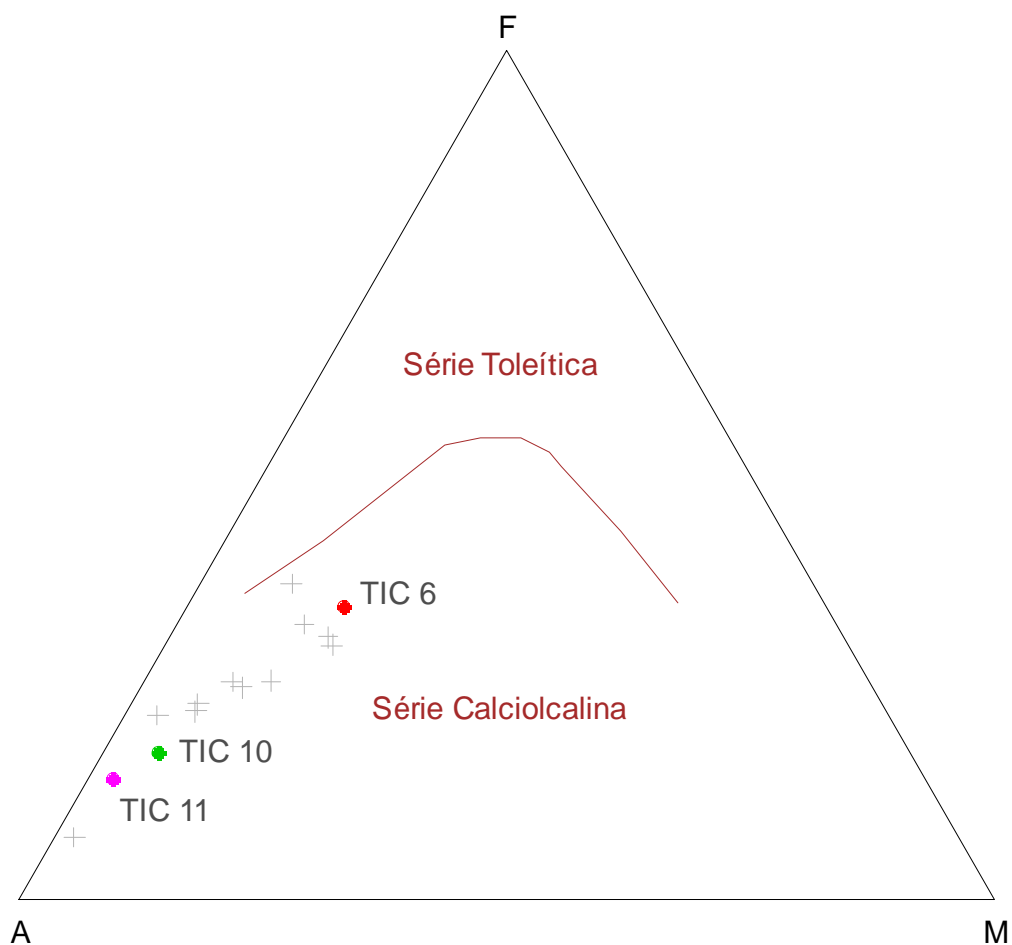


Figura 49: Gráfico AFM para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.

No gráfico de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ de Peccerillo e Taylor (Figura 50), o Biotita Gnaiss da Pedreira de Cruzeiro e as fácies mesocrática e leucocrática do ortogneiss da Pedreira da Imbel são classificadas como rochas cálcio-alcálicas de alto potássio, assim como algumas amostras estudadas por Duffles, 2013. No entanto, a maioria delas posiciona-se acima do limite deste campo mas não têm parâmetros de assinatura shoshonítica.

Já no gráfico ACNK da Figura 51, as rochas das pedreiras de Cruzeiro e da Imbel são classificadas como levemente peraluminosas, bem como várias das amostras de Duffles, 2013. Das amostras analisadas neste trabalho, a amostra TIC-06, da pedreira de Cruzeiro, apresenta comportamento ligeiramente mais peraluminoso que as demais.

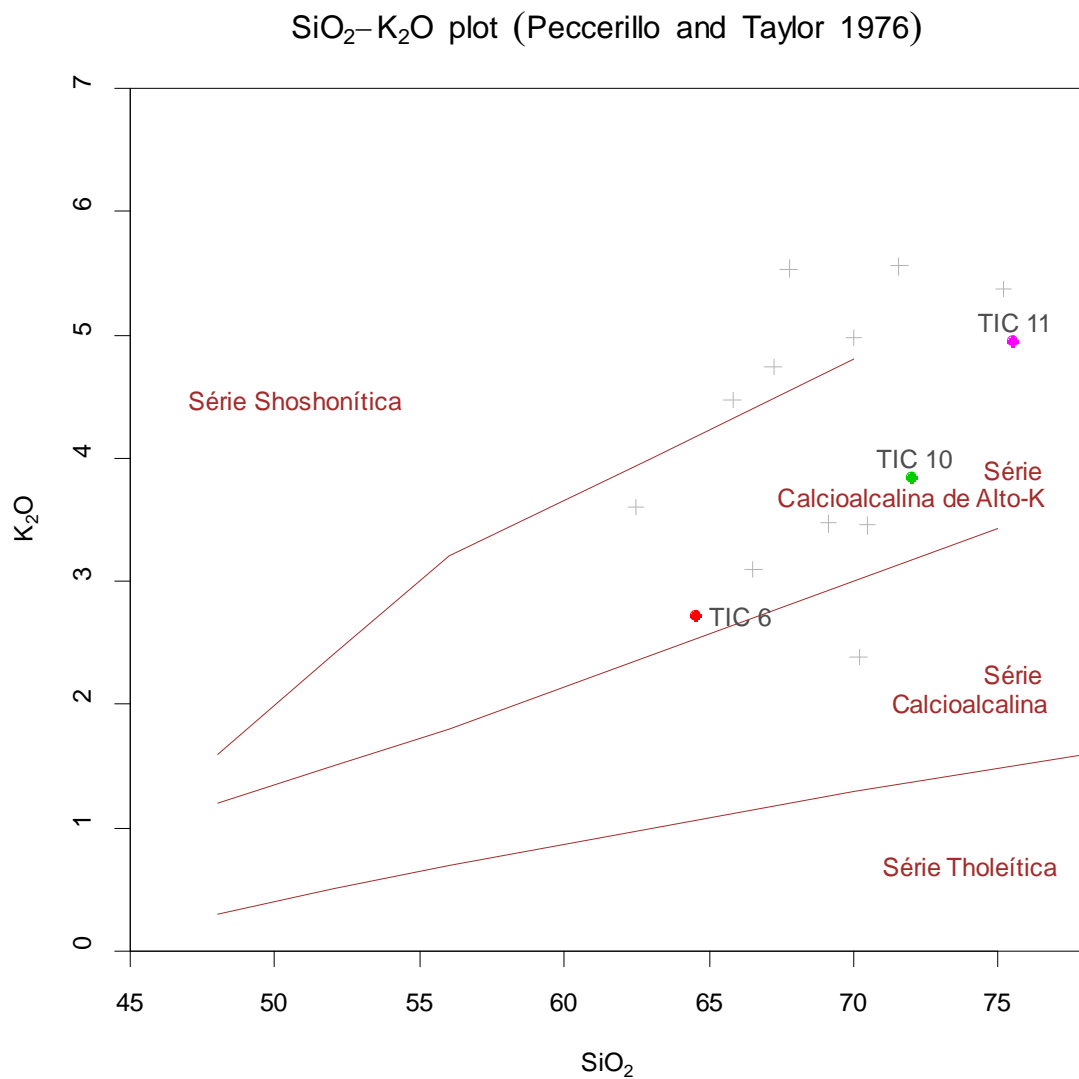


Figura 50: Gráfico SiO_2 x K_2O (Peccerillo e Taylor) rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.

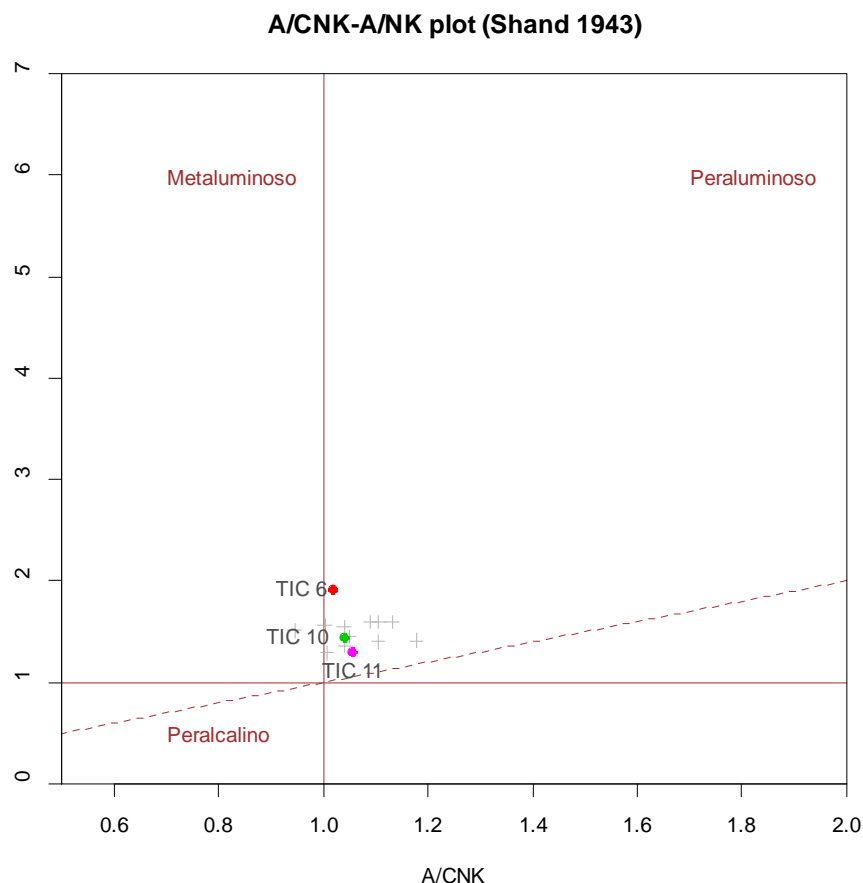


Figura 51: Gráfico A/CNK - A/NK para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.

Nos diagramas de Harker para elementos maiores é possível notar que há um alinhamento com as amostras estudadas por Duffles, 2013, nos gráficos de Ti, Al, Mg, P e Fe, onde ocorrem trends de diminuição desses elementos com o aumento do percentual de sílica. No gráfico de K, há um certo alinhamento com as amostras de Duffles, 2013, formando dois trends de aumento do K de acordo com o aumento do percentual de sílica. Já nos gráficos de Ca e Na ocorre uma dispersão desses elementos (Figura 52)

Nos diagramas de Harker para elementos traços também há certo alinhamento com as amostras de Duffles, 2013, exceto para os gráficos de Cr e Y. A concentração de Cr presente na amostra de Duffles, 2013, é superior às verificadas nas amostras TIC-06, TIC-10 e TIC-11, ao contrário do que ocorre para as concentrações de Y, onde as amostras estudadas neste trabalho são superiores (Figura 53).

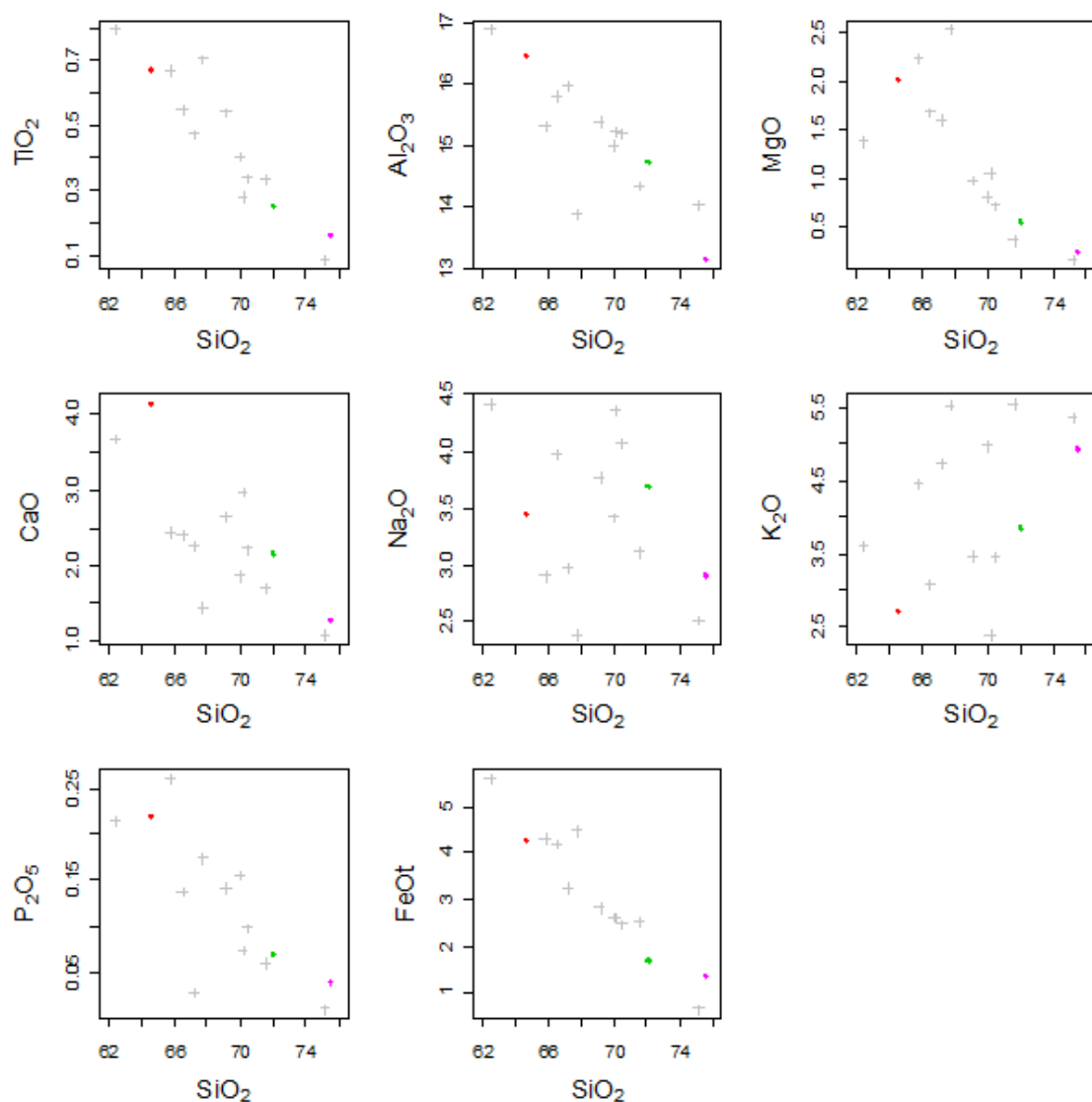


Figura 52: Diagramas de Harker para elementos maiores para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.

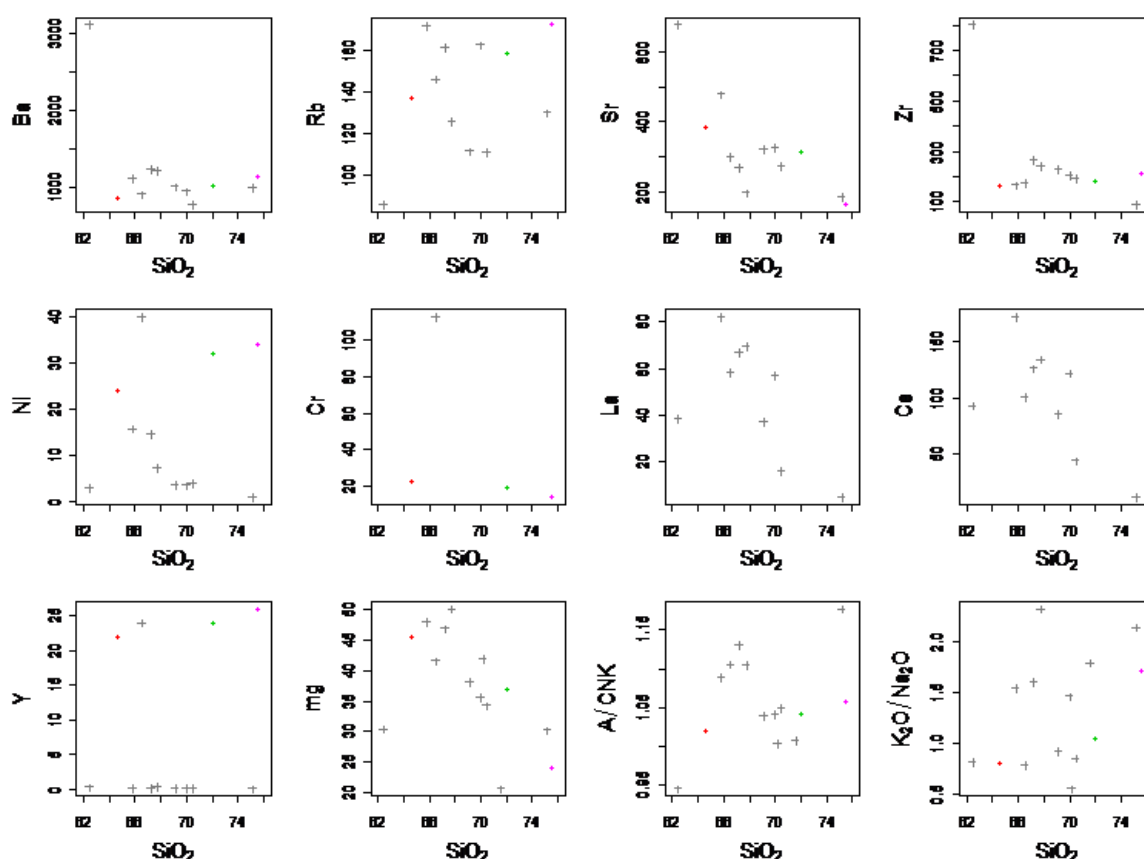


Figura 53: Diagramas de Harker para elementos traços para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.

Nos diagramas de Harker para elementos traços, as quantidades de Zr e Ba não variam com o aumento de sílica. Nos diagramas de Rb e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ ocorre uma dispersão das amostras. No diagrama de Ni, apenas a amostra TIC-06 se alinha ao trend negativo formado pelas amostras de Duffles, 2013. Já no diagrama A/CNK, a amostra TIC-10 tem comportamento semelhante às de Duffles, 2013, formando um trend negativo.

Apesar das amostras TIC-06, TIC-10 e TIC-11 não apresentaram análises dos elementos La e Ce, os diagramas Harker para esses elementos encontram-se na Figura 53, contendo então somente as amostras do Complexo Pedrinhas.

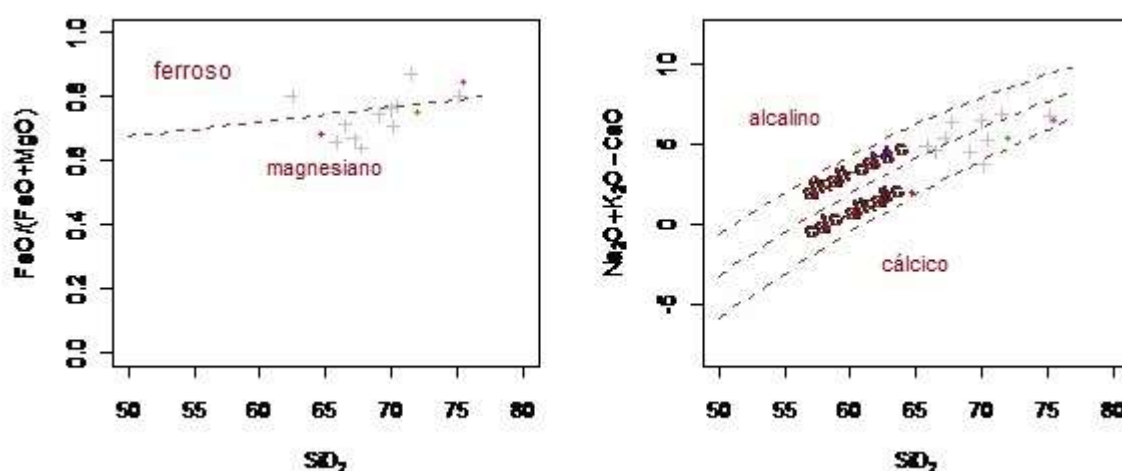


Figura 54: Diagramas propostos por Frost et al (2001) para rochas ortoderivadas do Complexo Embu. Símbolos como na figura 48.

No diagrama de Frost para $\text{FeO}/(\text{Fe}+\text{MgO})$, é possível notar uma semelhança no comportamento das amostras aqui estudadas com as amostras de Duffles, 2013, onde a maior parte cai no campo das rochas magnesianas e uma pequena parte no campo das rochas ferrosas (Figura 54).

No diagrama de Frost para $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ (Figura 54), as amostras das Pedreiras de Cruzeiro e da Imbel também apresentam comportamento semelhante às de Duffles, 2013, cujas amostras concentram-se nos campos das rochas cálcio-álcalinas e álcali-cálcicas.

7. CONCLUSÕES

As pedreiras estudadas expõem litotipos associados ao Complexo Embu, aflorantes no domínio da Folha topográfica Lorena, no estado de São Paulo. Dentre elas, somente a pedreira da Imbel não exibe metassedimentos da cobertura de uma paleo-bacia, ocorrendo somente litotipos ortoderivados. As pedreiras de Cruzeiro e Lorena apresentam maior variedade de litotipos tendo a primeira uma maior complexidade estrutural.

Excetuando a pedreira de Piquete, todas as pedreiras estudadas apresentam ortognaisse. No entanto, ainda restam dúvidas se trata-se do mesmo ortognaisse visto na pedreira de

Lorena, interpretado por Duffles (2013) como embasamento da Seqüência Embu. Por isso, ainda se fazem necessários mais estudos geocronológicos nessa região.

Os litotipos Biotita xisto e Biotita gnaiss também foram vistos em quase todas as pedreiras, excetuando a da Imbel, e constituem uma sequência metassedimentar interpretada, juntamente com seu embasamento, como Complexo Embu.

O Biotitito visto na Pedreira de Cruzeiro pode ser interpretado como um possível melanossoma reliquiar, devido ao seu aspecto visto em campo (espessura), sua composição formada quase que exclusivamente por biotita e por estar numa área formada por rochas metamórficas.

Na pedreira de Cruzeiro foram identificadas e descritas as seguintes rochas:

- Biotita gnaiss, que possui textura inequigranular leucocrática holocristalina e é composta pelos seguintes minerais essenciais: Quartzo, ortoclásio, microclina, plagioclásio e biotita; acessórios: Muscovita, epidoto, titanita, zircão, allanita, minerais opacos e apatita; e secundário: clorita.

- Biotita xisto, que é composta pelos seguintes minerais essenciais: K-Feldspato, Quartzo e Biotita.

- Biotita-anfibólio gnaiss, que possui textura inequigranular média, mesocrática, holocristalina e é composta pelos seguintes minerais essenciais quartzo, ortoclásio, biotita, anfibólio; acessórios: plagioclásio, epidoto, titanita e zircão; e secundário: epidoto

- Ortognaiss, que possui textura equigranular muito fina, leucocrática e holocristalina, e é composta pelos seguintes minerais essenciais: ortoclásio, microclina, quartzo e biotita. Os minerais acessórios são: plagioclásio, muscovita, allanita, titanita, zircão e minerais opacos.

- Biotitito, que possui textura lepidoblástica e é composta pelos minerais essenciais biotita e quartzo, pelos minerais acessórios allanita, plagioclásio, muscovita e clinozoisita, e pelo mineral secundário: epidoto.

As rochas encontradas na pedreira de Piquete foram:

- Biotita-tremolita xisto, que possui textura equigranular muito fina, apresentando também textura nematoblástica entre os cristais de tremolita e biotita, e é composta pelos seguintes minerais essenciais: biotita, tremolita, quartzo, plagioclásio, hornblenda e muscovita; acessório: zircão; e secundários: epidoto e clorita.

- Anfíbolito, que possui textura inequigranular grossa e é composta, essencialmente, pelos minerais: anfíbólio, quartzo, K-Feldspato, biotita e plagioclásio. Minerais opacos, titanita e allanita são acessórios.

- Biotita gnaiss similar ao da pedreira de Cruzeiro.

- Biotita xisto similar ao da pedreira de Cruzeiro.

Além dos litotipos descritos acima, ocorrem intercalados a eles camadas de rochas quartzo-felspáticas.

Na pedreira de Lorena ocorrem as seguintes rochas:

- Biotita gnaiss que difere do das pedreiras de Cruzeiro e Piquete por ser mais máfica, mais grossa e apresentar orientação incipiente. É composta essencialmente por microclima, ortoclásio, epidoto, quartzo e plagioclásio. Os minerais acessórios são biotita, apatita, minerais opacos e muscovita. Clorita ocorre como mineral secundário.

- Biotita xisto similar ao das pedreiras de Cruzeiro e Piquete.

- Biotita-anfíbólio gnaiss similar ao da pedreira de Cruzeiro, diferindo-se apenas por sua granulometria grossa.

- Anfíbolito similar ao da pedreira de Piquete.

- Ortognaiss anfíbolítico, que possui textura grossa holocristalina e é composta pelos seguintes minerais essenciais: K-Feldspato, plagioclásio, biotita e anfíbólio e granada.

Por fim, a pedreira da Imbel apresenta ortognaiss leucocrático composto por 31,5% de quartzo, 59,3% de K-Feldspato, 0,7% de plagioclásio, 7% de biotita, 0,7% de muscovita, 0,1% de allanita, 0,1% de zircão e 0,3% de minerais opacos, e ortognaiss mesocrático composto por 30,6% de quartzo, 57,1% de K-Feldspato, 1,6% de plagioclásio, 8,3% de

Biotita, 2% de muscovita, 0,1% de titanita e 0,1% de allanita. Texturalmente, o ortognaisse não varia, sendo ambas as fácies holocristalinas de matriz fina com fenocristais oftálmicos de microclina e plagioclásio. Gnaisse anfibolítico com textura mesocrática inequigranular fina, tendo como mineralogia anfibólio (28,3%), quartzo (24,8%), biotita (21,6%), K-Feldspato (18%) plagioclásio (6%), titanita (0,5%), epidoto (0,3%) e allanita (0,1%) ocorre como fina camada separando as variedades faciológicas de ortognaisse.

As principais estruturas observadas nas várias pedreiras foram: xistosidade marcada por filosilicatos e eventualmente por anfibólios, variando entre NE-SW e NW-SE, dobras recumbentes (pedreira de Piquete), dobras intrafoliais (pedreiras de Cruzeiro e Piquete), dobras isoclinais abertas e fechadas (pedreira de Cruzeiro), dobras com plano axial paralelo à foliação (pedreira de Lorena), estruturas e dobras associadas à fusão (migmatito nas pedreiras da Imbel e de Lorena), falhas com rejeito NE-SW e NW-SE (pedreira de Piquete) e estruturas protomiloníticas conforme identificado nas pedreiras da Imbel e de Piquete.

Com base nas características de campo, petrográficas e geoquímicas ($ACNK < 1.1$), o gnaisse da Pedreira de Cruzeiro (Ortognaisse) é interpretado como ortoderivado. Os litotipos ortoderivados das Pedreiras de Cruzeiro e da Imbel são petrograficamente distintos, sendo os da primeira de composição sienogranítica e os da segunda de composição monzogranítica, assim como aqueles do Complexo Pedrinhas (Duffles, 2013). O ortognaisse da pedreira de Cruzeiro relaciona-se provavelmente a um magmatismo de idade mais nova, pois está intercalado e deformado juntamente com as rochas metassedimentares. Aquele da pedreira da Imbel trata-se provavelmente de rocha do embasamento, sendo então correlacionado às rochas do Complexo Pedrinhas.

A avaliação geoquímica preliminar dos ortognaisses analisados permitiu constatar que na pedreira de Cruzeiro o magmatismo tem caráter intermediário, enquanto que na pedreira da Imbel observa-se teores bem mais elevados de sílica, revelando magmatismo ácido. Em ambas as pedreiras as rochas são cálcio-alcalinas, sendo as da Imbel francamente de alto K, o que também mostra distinção geoquímica entre ortognaisses dessas pedreiras, uma vez que a amostra da pedreira de Cruzeiro posiciona-se no limite com magmatismo de médio K.

Foram verificados poucos minerais metamórficos conclusivos que possam indicar o metamorfismo da área com mais precisão. Porém há evidências de fusão parcial, pouca

granada e muita biotita na composição da maioria dos litotipos, o que pode indicar um metamorfismo de baixa pressão.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alkmim F. F., Marshak S. Fonseca, M.A. 2001. Assembly Western Gondwana in the Neoproterozoic: Clues from the São Francisco craton region, Brazil. *Geology*, 29: 319-322.
- Almeida, F. F. M. d., 1977. O Craton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4), pp. 349-364.
- Bizzi, L. A., Schobbenhaus, C. & Roberta Mary Vidotti, J. H. G., 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Brasília: CPRM - Serviço Geológico do Brasil.
- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M. C.; FUCK, R. A (1999) From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan-African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, v. 22, n. 3, p. 155-166.
- Cox, K. G., Bell, J. D. & Pankhurst, R. J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. London: Unwin Hyman Ltda.
- Duffles P. 2013. Petrografia, geoquímica e geocronologia do Complexo Embu e rochas intrusivas associadas, folhas Lorena e Delfim Moreira (1:50.000), estados de SP e MG. Tese de Doutorado, UFRJ, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro.
- FERNANDES, A. J. 1991. *O Complexo Embu no leste do Estado de São Paulo: contribuição ao conhecimento da litoestratigrafia e da evolução estrutural e metamórfica*. São Paulo, 120p. (Diss. Mes. apres. ao IGUSP).
- FROST, B. et al., 2001. A geochemical classification of granitic rocks.. *Journal of Petrology*, Volume 42, pp. 2033-2048.
- HARKER, A., 1909. *The natural history of igneous rocks*. New York: Macmillian Publishing Co., Inc.
- HASUI, Y, 1975a. – *Evolução polifásica do Pré-Cambriano oeste da capital paulista*, Bol. Instituto de Geociências. USP. 6: 95-107p.

HASUI, Y. 1975b. – *Geologia da Folha de São Roque* – Bol. IG. USP, V.6: 157-183p.

Hasui, Y., Dantas, A. S. L., Carneiro, C. D. R. & Bistrichi, C. A., 1981. O Embasamento Pré-Cambriano e Eopaleozóico em São Paulo. In.: *Mapa Geológico do Estado de São Paulo - Escala 1:500.000 -Volume 1 - Nota Explicativa*. São Paulo: s.n., pp. 12- 45.

Hasui, Y. & Sadowski, R. G., 1976. Evolução geológica do pré-cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, 6(3), pp. 180-200.

Heilbron, M. et al., 2004. Província Mantiqueira. In.: *Geologia do continente Sul-Americano*. São Paulo: BECA, pp. 203-235.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; TASINARI, C. C.; ALMEIDA, J. C. H.; TUPINAMBÁ, M.; SIGA JR., O.; TROUW, R. A. J. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, R.J.; TROUW, R.A.J.; BRITO NEVES, B.B.; de WIT, M.J. (Org.). *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. 1 ed. Londres: Geological Society, 2008, v. Único, p. 211-238.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W., VALERIANO, C.M., MILANI, E., ALMEIDA, J.C.H. & TUPINAMBÁ, M. 2000. From Collision to Extencion: The Roots of the Southeastern Continental Margim of Brazil. In: Mohriak, W.U. & Talwani, M. (Eds), *Atlantic rifts and continental margins*. Washington, Am. Geoph. Union, Geoph. Monogr. Ser. 115; 1-32.

Kretz, R., 1983. *Symbols for rock-forming minerals: American Mineralogist*, v. 68, p. 277 - 279.

Lacerda Filho J.V & Oliveira C.C 1995. Geologia da região centro-sul de Goiás. *Boletim de Geociências do Centro-Oeste*, 18(1/2):3-19.

Matos, G., 2008. *A evolução estrutural, o metamorfismo e o magmatismo noeoproterozóico de uma área que abrange as folhas Itajubá e Delfim Moreira, Sul de MG. Dissertação de Mestrado..* Rio de Janeiro: IGEO. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25(4):956-983.4

Peccerillo, A. & Taylor, S., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey.. *Contributions on Mineral Petrology*, Volume 58, pp. 63-81.

Peternel, R., 2005. *A zona de superposição entre as faixas Brasília e Ribeira na região entre Caxambu e Pedralva, sul de Minas Gerais. Tese de Doutorado*. Rio de Janeiro: IGEO - Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Peternel, R., Trouw, R. & Schmitt, R., 2005. Interferência entre duas faixas móveis Neoproterozóicas: O caso das Faixas Brasília e Ribeira no sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3), pp. 297-310.

Petrologia Complementar – Prática; Universidade de Coimbra. Fonte : <https://woc.uc.pt/dct/getFile.do?tipo=2&id=22>

Shand, S. J., 1943. *Eruptive rocks*. New York: D. Van Nostrand Company.

Streckeisen, A., 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, 12(1), pp. 1-33.

Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brasil, 856 p.

Trouw, R. A. J., Paciullo, F. V. P. & Ribeiro, A., 1994. A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. In: *Congresso Brasileiro Geologia*. Camboriú, SC: Sociedade Brasileira de Geologia, pp. 234-235 v.3.

TROUW, R.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. & ANDREIS, R. (2000) *The Central Segment of the Ribeira Belt*, in: Cordani, U.; Milani, E.; Thomaz Filho, A. & Campos, D. (eds.)

Trouw, C. C., 2008. *Mapeamento da Folha Virgínia – MG, Geocronologia U-Pb (SHRIMP) em Zircões e interpretação geotectônica. Tese de Doutorado*. Rio de Janeiro: IGEO. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

Trouw, R. A. et al., 2011. *A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil*. Campinas, Anais do 13º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos.

Tupinambá, M., Teixeira W., Heilbron M. 2000. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*30: 7-11.

Vinagre, R. C., 2010. *Geologia, Geoquímica e Geocronologia da Folha Campos do Jordão 1:50000, divisa dos Estados de Minas Gerais e São Paulo. Dissertação de Mestrado..* Rio de Janeiro: IGEO. Universidade Federal do Rio de Janeiro.

VIEIRA, S. R. S. S.; TASSINARI, C. C. G. Estudo petrológico e geocronológico das rochas da região de Embu-Guaçu, Estado de São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988. Belém. *Anais...* Recife: SBG, 1988. v. 3, p. 1391-1399.

Vinagre, R., 2014. *O Batólito Serra da Água Limpa, parte do arco magmático da Nappe Socorro-Guaxupé, Faixa Brasília Meridional..* Tese de Doutorado ed. Rio de Janeiro: UFRJ.

Vlach S.R. & Gualda G.A.R. 2000. Microprobe monazite dating and the ages of some granitic and metamorphic rocks from southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 214-218.